

Université de Nantes

ÉCOLE DOCTORALE

MECANIQUE, THERMIQUE ET GENIE CIVIL

Année 2006

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace

Spécialité : Terre solide et couches profondes

Présentée et soutenue publiquement par :

YOANN QUESNEL

le 20 novembre 2006

à la Faculté des Sciences et des Techniques de Nantes

TITRE

INTERPRÉTATION DES DONNÉES MAGNÉTIQUES MARTIENNES :
CONSTRAINTES SUR L'ÉVOLUTION PRIMITIVE DE MARS

JURY

Président : M. Dominique GIBERT, *Directeur de recherches CNRS - Géosciences Rennes*
Rapporteurs : Mme Mioara MANDEA, *Professeur - GFZ Potsdam*
M. Michael PURUCKER, *Chief Scientist - GSFC/NASA Washington*
Examineurs : M. Armand GALDEANO, *Directeur de recherches CNRS - IPG Paris*
M. Jérôme DYMENT, *Chargé de recherches CNRS - IPG Paris*

Directeur de thèse : Christophe SOTIN

Laboratoire : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes

Co-encadrant : Benoît LANGLAIS

Laboratoire : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes

N° ED 0367-252

Remerciements

J'ai toujours rêvé d'écrire ces lignes¹, et à chaque fois, je me suis juré de n'oublier personne...mais je crois que ça va être dur...donc : pardon d'avance à ceux qui lisent ces lignes et qui pensaient être cités dans cette partie (avouez que vous lisez cette partie avant de lire le manuscrit). Allez, je vous remercie quand même. L'autre chose que j'aime dans cette partie, c'est de penser au futur. En effet, c'est toujours marrant de croire que quelqu'un pourra lire ces lignes dans un autre siècle. Ceci dit, mon travail ne sera probablement plus d'actualité à ce moment-là (ou alors le manuscrit et/ou le fichier numérique sera perdu), mais on ne sait jamais...(il m'est arrivé de lire des articles et des documents vieux de 80 ans...). En tout cas, si vous lisez ces lignes en l'année 2100 ou plus, sachez que je vous en suis très reconnaissant.

Je souhaite tout d'abord remercier Mioara Manda et Michael Purucker d'avoir accepté d'être rapporteurs de mon travail, d'avoir lu et commenté mon manuscrit. Leur amitié, leur avis et leur présence tout au long de ma thèse m'ont beaucoup aidé. De plus, je remercie Mioara de m'avoir proposé un post-doc au GFZ Potsdam (et d'avoir insisté pour me trouver un financement). J'espère que notre collaboration sera fructueuse. En tout cas, j'ai hâte d'y être. Je remercie aussi chaleureusement Dominique Gibert, Jérôme Dymont et Armand Galdéano d'avoir accepté d'être examinateurs de mon travail. Pour moi, ils comptent parmi les personnes les plus reconnues dans leur domaine, et je suis très fier qu'ils fassent parti de mon jury. Leurs commentaires m'ont vivement éclairé pour améliorer mon travail, et leur amitié m'a beaucoup touché.

Mais cette thèse n'aurait jamais vu le jour sans Christophe Sotin, qui m'a proposé ce sujet pour un stage de DEA (Master 2), et qui a fortement contribué au fait que j'ai pu faire une thèse sur ce sujet par la suite. C'est par sa présence, ses idées, mais surtout par son dynamisme, son amitié et sa bonne humeur constante que j'ai pris goût à la recherche lors de ce stage de DEA et que j'ai eu envie de continuer en thèse avec lui. Même si il était moins présent sur la fin du fait d'un emploi du temps incommensurable, nos rares discussions ont été déterminantes pour finir ce travail. Enfin, je le remercie d'avoir accepté (et de m'avoir encouragé pour) que je sois moniteur pendant ma thèse, et de m'avoir proposé ce contrat à durée déterminée de 2 mois avec Capacités pour être financé pendant la transition thèse/post-doc. J'espère que notre collaboration ne fait que commencer.

Si ma thèse n'aurait jamais vu le jour sans Christophe Sotin, alors ma thèse n'aurait jamais pu se finir sans Benoit Langlais. Il est arrivé en tant que chercheur CNRS un peu après le début de ma thèse, et de suite, il a accepté de m'encadrer, c'est à dire de se pencher sur mon travail, de répondre à mes questions, de me corriger dans mes publications, etc... Tout particulièrement, si ce manuscrit est si bien écrit (soyons

¹d'ores et déjà : désolé pour les fautes d'orthographe... Au fait, pourquoi est-ce que cette partie est souvent rédigée en italique dans une thèse ? À défaut d'une explication, je préfère faire comme tout le monde...

modeste), c'est bien grâce à lui, car c'est probablement la seule personne au monde qui ait autant revue et corrigée ma thèse, tant sur la forme (fautes d'orthographe, de grammaire, d'expression, figures mal faites, etc...), que sur le fond (validité de ma méthode, de mes résultats, etc...). Merci à lui de m'avoir autant commenté ! Je souhaite à tous les thésards d'avoir un encadrant comme lui (c'est aussi un des meilleurs chercheurs de son domaine, selon moi, car je suis toujours épaté par les idées qu'il a et dont il me fait part). En fait, on peut dire que lorsque Christophe a commencé à ne plus être aussi présent qu'auparavant (à cause de Mars Express et Cassini-Huygens, notamment...je les retiens, ceux-là...), c'est Benoit qui a pris le relais pour diriger et orienter ma thèse. C'est aussi grâce à lui que j'ai pu mieux connaître les scientifiques de mon domaine, et parmi eux, Mioara Manda, qui était son ancienne directrice de thèse, et avec qui je vais donc travailler en post-doc. Si je continue dans ce domaine, c'est grâce à lui. Enfin, au-delà de l'aspect professionnel, sa franchise, sa présence et son amitié ont beaucoup facilité les choses. J'espère aussi que notre collaboration ne fait que commencer.

Qui remercier ensuite ? Et bien tous les membres que j'ai côtoyé au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes pendant ces années. Tout d'abord, les professeurs, que j'ai eu en cours pendant mes études et grâce à qui j'ai su ce vers quoi je comptais orienter ma vie professionnelle : ce sont Antoine Mocquet, qui a fortement contribué à ce que j'aime les Sciences de la Terre et de l'Univers, par sa bonne humeur, la clarté de ses explications et de ses cours, parce qu'il a accepté que je fasse un TER de Maîtrise (Master 1) avec lui sur l'atténuation de l'intensité des séismes dans le Massif Armorica, et enfin parce qu'il m'a prêté la bible « Mars » de 1992, qui m'a permis de mieux connaître Mars avant MGS... ; Olivier Grasset, qui m'a donné mon premier cours sur les inversions en Maîtrise, qui a accepté d'être mon tuteur de monitorat et qui m'a donné quelques conseils concernant l'enseignement ; Jacques Girardeau, qui a notamment accepté pour que je sois moniteur ; Patrick Launeau, qui m'a toujours mis à jour mon emploi du temps d'enseignement (entre autre...) ; Eric Mercier, Eric Humler. Ensuite, les maîtres de conférences, chercheurs CNRS, et ingénieurs : Stéphane Le Mouélis (un jour, je bosserai sur les données OMEGA de ma région, si, si...), qui m'a beaucoup aidé pour comprendre la minéralogie martienne, me fournissant des cartes très précieuses, et qui m'a aussi aidé sous IDL ; Gaël Choblet, Caroline Dumoulin, Olivier Bourgeois, Yann Morizet, Pierre Vacher, Eric Beucler, Véronique Carrère, Daniel Mège, Christophe Monnier, Christèle Guivel, Stéphane Pochat, Anne Gaudin, Olivier Jaffrèzic, Guy Cornen, Yann Delanoe, Yves Bodeur, Patrick Génot, etc...que ce soit pour l'enseignement (et leurs enseignements pendant mes études) ou pour la recherche, c'était vraiment cool d'être avec eux.

Enfin, les autres membres : thésards, post-doc, ATER, IATOSS, etc... Claude Dutreilly, merci pour m'avoir consacré quelques après-midis, voire journées, que ce soit pour l'assistance Pléiades, ou l'assistance Linux, ou encore l'assistance cartons... Marie-Claire Bréhier, merci pour le contrat Capacités, pour les missions, etc... Alain Cossard, merci pour les posters (et le fameux schéma du modèle de serpentinisation, c'est grâce à lui !). Merci à Gabriel Tobie pour ses réflexions planétologiques typiques d'un très bon chercheur CNRS, à Pierre Arroucau, à qui je dois beaucoup concernant Awk (enfin, je préfère gawk...), GMT, l'inversion en général, et qui m'a motivé à finir en 3 ans (4 ans, ça paraissait trop long...), à François Couturier (le prochain sur la liste...), avec qui j'ai débuté et passé un bon bout de temps de ma thèse. Pour les deux derniers cités, on peut dire qu'ils resteront toujours mes compagnons de thèse : vous en êtes fiers, non ? Ah oui, ne prenez jamais la ligne du 90 qui passe par la Bug', moi et Pierre pourront vous en parler... Je remercie aussi Jean-Philippe Combe, qui (moi et François) nous a formé à IDL (même si je préfère les logiciels libres maintenant...), et qui m'a cloué sur place avec la quantité de travail effectuée dans sa thèse... Ah oui, j'ai oublié de remercier Émilie Royer, qui a compté les cratères dans les régions de Mars

que j'ai choisi d'étudier, dans le cadre d'un petit stage post-Master 1 fin Juin 2006 au laboratoire. Son travail m'a permis de découvrir certains aspects critiques concernant la datation des terrains martiens, mais surtout, moi qui aime vérifier les choses, et bien, avec ce travail, on a pu confirmer les âges donnés dans la littérature (à 100 Ma près...). En tout cas, je lui souhaite bon courage dans la suite de ces études. Et puis, merci à Laetitia LeDeit, Mathieu Choukroune, Régis Roy, Charles Verpoorter, Pierre-André Arrial, et tous les prochains sur la liste (hé, hé...), à Sébastien Rodriguez, Olivier Verhoeven, Anne Domzig (je l'ai coiffée sur le poteau concernant la soutenance...), Nathalie Babonneau, etc...

Je tiens aussi à remercier Catherine Truffert, du BRGM à Orléans, que je ne connais pas personnellement, mais, par l'intermédiaire de Christophe Sotin, elle nous a sympathiquement fourni les données de la campagne aéromagnétique réalisée en 1998 dans la partie sud de la Bretagne.

Je remercie tous mes gogologues préférés : Marion, Elodie, Eloise, Cécile, Nicolas, Julien, François, Laurent, Nathalie, Anabelle, Sébastien, Antoine, Yohann, Gaëtan, Davy, et tous ceux des promos STU Nantes entre 1998 et 2002... Je regrette vraiment ces jours heureux où l'on était en cours ensemble. La bonne humeur et l'amitié dans ce groupe ont probablement, sans le savoir, contribué à mon envie de continuer dans ce domaine. Bon courage à Marion, Elodie, Nicolas, et Cécile qui n'ont pas fini à l'heure où j'écris ces lignes... J'espère qu'on se retrouvera souvent soit dans nos activités professionnelles en STU, soit en-dehors.

Je remercie également les moniteurs de l'Université de Nantes (promo 2003-2006), qui m'ont fait partager leur expérience du monitorat (et avec qui j'ai partagé la mienne), et qui m'ont fait découvrir d'autres domaines universitaires que la science...

De même, je remercie Aude Chambodut et Erwan Thébault, que j'ai rencontré en fin de thèse et qui m'ont montré qu'il y a d'autres jeunes à bosser dans le magnétisme (à Nantes, à part avec Benoit et Christophe, j'étais un peu isolé...). J'espère qu'on sera amené à bosser ensemble dans le futur. Je les remercie aussi pour leur accueil à Berlin, leurs innombrables conseils, et pour m'avoir fait visiter leurs apparts, et merci à Mathilde et consorts pour la soirée berlinoise...

Je tiens à remercier mes amis que je côtoie (et ai côtoyé) en-dehors de mon travail : Arnaud, Ana, Charlène, Bertrand, Adrien, qui, tant bien que mal, ont essayé de comprendre ce que je faisais (en tout cas, leur présence et leur amitié m'ont encouragé); mes collègues des Sons du Kiosque à Couëron : Kévin, Mathieu, Morgane, Stéphanie, Didier, Luc, Antoine, et leurs familles respectives. Je suis désolé d'avoir un peu laissé de côté la musique sur la fin de ma thèse...mais je n'ai qu'une hâte, c'est de rejouer avec vous, ou tout simplement, de vous revoir le plus souvent possible.

Je remercie toute ma famille et belle-famille, qui m'ont fait arrivé jusqu'ici. Je pense notamment à mes parents que je remercie pour tout, mais aussi parce qu'ils ont accepté de financer mes études en STU et m'ont toujours soutenu pour continuer dans cette voie.

Enfin, je remercie celle avec qui j'ai vécu chaque jour de cette thèse. Je la remercie² pour m'avoir toujours soutenu, m'avoir laissé partir en colloque, avoir subi la période d'écriture et la relecture du manuscrit et puis aussi pour laisser provisoirement son travail afin de me suivre en Allemagne. Je lui dédie ce manuscrit.

²P.S. : ça fait beaucoup de "je remercie", mais bon, c'est le chapitre qui veut ça...et c'est le dernier, promis...

Table des matières

Introduction	1
I Le champ magnétique de Mars	3
1 Les mesures du champ magnétique comme outil d'investigation	5
1.1 Quelques rappels	5
1.2 Les mesures du champ magnétique	7
1.2.1 Les observatoires magnétiques	8
1.2.2 Les mesures de prospection	8
1.2.3 Les mesures satellitaires	8
1.3 Le champ magnétique pour étudier la géologie	10
1.3.1 La source principale : le Noyau terrestre	10
1.3.2 Le champ magnétique externe	12
1.3.3 L'aimantation : de l'atome à la lithosphère	13
1.4 Conclusions	18
2 La planète Mars	19
2.1 L'exploration martienne	19
2.2 Mars aujourd'hui	22
2.2.1 Caractéristiques générales	22
2.2.2 Relief, géomorphologie et géologie de la surface	22
2.2.3 La composition de la surface	29
2.2.4 La croûte martienne	34
2.2.5 Le manteau et le noyau de Mars	39
2.2.6 Conclusions sur la structure de Mars	42
2.3 L'évolution de la planète	43
2.3.1 À propos de la chronologie martienne	43
2.3.2 L'origine et l'évolution précoce de Mars au Noachien	45
2.3.3 L'Hespérien	48

2.3.4	L'Amazonien	49
2.4	Conclusions	50
3	Le champ magnétique de Mars	53
3.1	Le champ magnétique lithosphérique martien	53
3.1.1	Avant MGS...	54
3.1.2	Les mesures magnétiques de MGS	54
3.1.3	Les modèles	56
3.1.4	Le spectre magnétique martien	57
3.1.5	Les modèles d'aimantation de la croûte martienne	59
3.2	L'interprétation et les problèmes soulevés	60
3.2.1	Les minéraux potentiels	60
3.2.2	Quel(s) processus géologique(s) ?	60
3.2.3	Quelles informations sur l'évolution primitive du noyau de Mars ?	61
II	De la mesure magnétique au modèle de source aimantée : méthode et validation	63
4	Méthode de modélisation	65
4.1	Les différentes approches / Choix de la méthode	65
4.1.1	Relation profondeur - aimantation	66
4.1.2	Profondeur de Curie	67
4.1.3	Méthodes dites de "déconvolution"	67
4.1.4	Méthodes géométriques	68
4.1.5	Autres approches	69
4.1.6	Conclusion	70
4.2	Description de l'approche directe	70
4.2.1	Sphère	71
4.2.2	Prisme rectangulaire	72
4.2.3	Cylindre horizontal	73
4.2.4	Étapes de la modélisation directe	74
4.3	Description de l'approche inverse	74
4.3.1	Choix de la méthode	75
4.3.2	Description de l'inversion	76
4.4	Synthèse des différentes étapes	80

5	Tests avec des mesures synthétiques	85
5.1	Simulation d'étude aéromagnétique	85
5.1.1	Une seule source	87
5.1.2	Deux sources	90
5.1.3	Trois sources	94
5.1.4	Conclusions sur les tests avec des données aéromagnétiques . . .	98
5.2	Simulations avec des mesures satellitaires	98
5.2.1	Tests sur la profondeur	99
5.2.2	Tests sur l'intensité du moment dipolaire	102
5.2.3	Tests sur l'inclinaison	106
5.2.4	Tests sur la déclinaison	108
5.2.5	Tests sur la position	109
5.2.6	Conclusions préliminaires sur l'influence des paramètres <i>a priori</i>	110
5.2.7	Influence du nombre de dipôles	110
5.2.8	Influence du nombre de profils	115
5.2.9	Influence de l'altitude et du bruit des mesures	115
5.2.10	Cas d'orbites proches en altitude : la mission Swarm	120
5.2.11	Conclusions sur les tests avec des mesures satellitaires	121
6	Validation par l'étude de la zone de Champtoceaux	123
6.1	Contexte géologique	123
6.2	Les mesures aéromagnétiques	126
6.2.1	Acquisition et traitement	126
6.2.2	Analyse	127
6.3	Résultats de la méthode inverse	127
6.3.1	Sous-région A	129
6.3.2	Sous-région B	134
6.3.3	Sous-région C	136
6.4	Interprétation	141
6.4.1	Comparaison avec le profil sismique Armor2	141
6.4.2	Aimantation des unités serpentinisées	143
6.4.3	Modélisation du signal gravimétrique	144
6.5	Conclusion	144
III	Modélisation des anomalies magnétiques martiennes	147
7	Application à trois régions martiennes	149

7.1	Terra Sirenum	150
7.1.1	Cadre de la zone d'étude	150
7.1.2	Analyse des données magnétiques	155
7.1.3	Inversion des anomalies magnétiques	157
7.1.4	Conclusions	166
7.2	Sud de Syrtis Major	168
7.2.1	Cadre de la zone d'étude	168
7.2.2	Analyse des données magnétiques	170
7.2.3	Inversion des anomalies magnétiques	173
7.2.4	Conclusions	187
7.3	Hémisphère Nord	187
7.3.1	Cadre de la zone d'étude	187
7.3.2	Analyse des données magnétiques	189
7.3.3	Inversion des anomalies magnétiques	190
7.3.4	Conclusions	202
7.4	Conclusions sur la modélisation des anomalies magnétiques de ces trois régions	202
8	Processus géologiques martiens au Noachien	203
8.1	Intensité et profondeur des sources aimantées de la lithosphère martienne	203
8.2	Processus d'aimantation	208
8.2.1	Matériel crustal aimanté	208
8.2.2	Types d'aimantation possibles	211
8.3	Proposition d'un modèle de serpentinisation	213
8.3.1	Description	213
8.3.2	Discussion et implications	216
8.4	Conclusion	218
9	Mouvement du pôle au Noachien	219
9.1	Principes du paléomagnétisme	219
9.2	Les paléopôles martiens	220
9.2.1	Application aux sources étudiées	220
9.2.2	Comparaison avec d'autres études	223
9.3	Mouvement du pôle martien	223
9.4	Conclusion	229

Conclusions et Perspectives générales	231
Annexes	237
A Équations	237
A.1 Dérivées partielles du problème inverse	237
A.2 Équations du paléomagnétisme	239
B Publications	241
B.1 Acte du colloque Swarm	241
B.2 Étude de la zone de Champtoceaux (Massif Armoricaïn, France)	247
B.3 Étude des anomalies magnétiques de Terra Sirenum (Mars)	279
Bibliographie et résumés	295
Bibliographie	295
Liste des directeurs de recherche ED MTGC	322
Résumés	325

Liste des tableaux

1.1	Propriétés d'aimantation des principaux minéraux ferromagnétiques. T_{Curie} et J_s correspondent à la température de Curie et à l'aimantation de saturation.	14
2.1	Caractéristiques générales de Mars, en comparaison avec la Terre. M et R correspondent à la masse et au rayon moyens.	23
2.2	Les principaux volcans martiens.	25
2.3	Les principales anomalies gravimétriques martiennes (d'après Yuan et al., 2001).	36
2.4	Synthèse de l'histoire de Mars.	50
5.1	Paramétrisation des tests d'inversion avec une seule source. (m_x, m_y, m_z) et (x, y, z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées du dipôle, respectivement.	87
5.2	Paramétrisation des tests d'inversion avec deux sources. (m_x, m_y, m_z) et (x, y, z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées des dipôles.	90
5.3	Paramètres initiaux des trois sources. m correspond à l'intensité du moment dipolaire.	94
5.4	Paramétrisation des tests d'inversion avec trois sources. (m_x, m_y, m_z) et (x, y, z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées des dipôles.	95
5.5	Paramétrisation pour tester l'influence de la profondeur lors de l'inversion de données satellitaires.	99
5.6	Paramétrisation pour tester l'influence de l'inclinaison lors de l'inversion de données satellitaires.	106
5.7	Configuration à deux (dipôles A et B) ou trois sources.	111
5.8	Distance entre deux sources aimantées adjacentes, initialement, et après inversion des mesures magnétiques à 450 km, 530 km, ou les deux.	120

6.1	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe du profil A.	130
6.2	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région A. . . .	133
6.3	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe du profil B.	135
6.4	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région B. . . .	137
6.5	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe du profil C.	138
6.6	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région C. . . .	140
7.1	Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les différents jeux sélectionnés.	157
7.2	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. Tous les corps sont tangents à la surface. L'intensité des aimantations AB-A, -B et -C correspondantes sont 51.6, 32.5 et 37.6 A/m pour les sphères, 35.3, 34.8 et 59.7 A/m pour les prismes rectangulaires, respectivement.	157
7.3	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux AB-A, -B et -C.	160
7.4	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux MO-A, -C.	164
7.5	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B et -C.	165
7.6	Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les différents jeux sélectionnés.	174
7.7	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. Tous les corps sont tangents à la surface. L'intensité des aimantations AB-A, -B, -C et -D correspondantes sont 61.2, 6.6, 55.7 et 3.7 A/m pour les sphères, 28.6, 15.9, 37.1 et 9.6 A/m pour les prismes rectangulaires, 27.4, 2.1, 6.5 et 0.7 A/m pour les cylindres.	175
7.8	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux AB-A, -B, -C et -D.	177
7.9	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux MO-A, -B, -C et -D.	181
7.10	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D.	184
7.11	Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les jeux de mesures AB et MO.	192

7.12	Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. L'intensité des aimantations AB-A et -B correspondantes sont 4 A/m pour les sphères, 35 et 15 A/m pour les prismes rectangulaires, 1 A/m pour les cylindres.	192
7.13	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données AB.	194
7.14	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données MO.	197
7.15	Paramètres <i>a priori</i> et <i>a posteriori</i> avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des données AB et MO.	199
8.1	Paramètres des sources issues de l'inversion des données AB et MO pour chaque région étudiée. Les valeurs d'aimantation M^* correspondent à des sphères uniformément aimantées tangentes à la surface.	204
8.2	Les arguments en faveur ou contre les principaux minéraux capables de porter l'aimantation de la croûte martienne.	210
8.3	Valeurs possibles du champ magnétique martien B , si la susceptibilité magnétique des sources serpentinisées est de 0.224. M_r et M_i correspondent à l'intensité de l'aimantation rémanente et induite.	218
9.1	Paramètres des dipôles issus des inversions des jeux AB/MO, et des paléopôles dérivés. Chaque pôle est considéré comme le pôle nord magnétique lors de l'aimantation. La longitude du paléopôle $PSMB$ est égale à 249°E ou 69°E, car le dipôle correspondant est radial. De ce fait, le calcul des incertitudes n'a pas été possible.	221
9.2	Synthèse des études sur les paléopôles martiens.	224

Table des figures

1.1	Les différentes composantes du vecteur champ magnétique.	7
1.2	La constellation formée par les satellites Swarm-A, -B et -C (lancement prévu en 2010).	9
1.3	L'intensité du champ magnétique de la Terre (composante totale) mesuré par le satellite Orsted (<i>Olsen et al., 2000</i>).	11
1.4	Spectre d'énergie du champ magnétique de la Terre (<i>Sabaka et al., 2004</i>).	12
1.5	Le champ magnétique d'origine lithosphérique mesuré par le satellite CHAMP (<i>Maus et al., 2006</i>).	17
2.1	La topographie de Mars (<i>Smith et al., 1999a</i>).	24
2.2	La caldeira d'Olympus Mons photographiée par HRSC (site web ESA : http://www.esa.int/).	26
2.3	Le cratère Butterfly (site web ESA). La trajectoire de l'impacteur avait une direction N140, en étant tangente à la surface de Mars.	27
2.4	Un cratère de type "Rampart" (<i>Christensen et al., 2006</i>).	27
2.5	Carte de l'albédo de Mars révélée lors de la mission Viking (site web NASA : http://nssdc.gsfc.nasa.gov/).	30
2.6	Carte de la répartition minéralogique de Mars, vue par TES (<i>Bandfiel et al., 2000</i>). La surface de type 1 correspond à une composition basaltique, alors que celle de type 2 à une composition plus andésitique.	31
2.7	Carte minéralogique de Mars, vu par OMEGA, en fonction de l'abondance des clinopyroxènes (bleu), orthopyroxènes (vert) et de l'olivine (rouge) (S. LeMouélic, comm. pers., 2005).	33
2.8	Hauteur de l'aréoïde (<i>Yuan et al., 2001</i>).	35
2.9	Anomalie à l'air libre de Mars (<i>Yuan et al., 2001</i>).	37
2.10	Épaisseur de la croûte martienne, suivant le modèle de <i>Zuber et al. (2000)</i>	38
2.11	Estimations du gradient thermique (a) et du flux de chaleur (b) en fonction de l'âge pour plusieurs régions de Mars (d'après <i>McGovern et al., 2002</i>).	40
2.12	Compostion et transitions de phase à l'intérieur de Mars.	42

2.13	La chronologie de Mars (<i>Hartmann et Neukum, 2001</i>).	44
2.14	Les isochrones martiennes (<i>Hartmann, 2005</i>).	44
3.1	Carte de la composante radiale du champ magnétique de Mars, à partir des mesures à basse altitude de MGS (<i>Acuña et al., 1999</i>). Les trajectoires en vert clair correspondent aux passages de MGS en-dessous de 200 km d'altitude. La dichotomie, les grands volcans et les cratères martiens sont aussi représentés. Il faut aussi noter que l'échelle de couleur est logarithmique pour mettre en valeur les fortes anomalies.	55
3.2	Carte de la composante radiale du champ magnétique de Mars à 400 km d'altitude, à partir des mesures de MGS lors de la phase MO (<i>Connerney et al., 2001</i>).	57
3.3	Prédictions du champ magnétique martien à 200 km d'altitude (composante radiale ; <i>Langlais et al., 2004</i>). Les traits en noir limitent les différentes unités de la surface martienne suivant leur âge : No pour Noachien (4.5 - 3.7 Ga), He pour Hespérien (3.7 à 3.2 Ga), et Am pour Amazonien (3.2 Ga à l'actuel). Elles correspondent à des contours moyens d'après les cartes stratigraphiques de <i>Scott et Tanaka (1986)</i> , <i>Greeley et Guest (1987)</i> et <i>Tanaka et Scott (1987)</i>	58
3.4	Spectres de l'énergie magnétique de Mars (trait plein ; d'après <i>Langlais et al. (2004)</i>) et de la Terre (trait en pointillés ; d'après <i>Sabaka et al. (2004)</i>).	58
4.1	Influence de la profondeur et de l'aimantation sur l'amplitude de l'anomalie magnétique.	66
4.2	Exemple de distribution gaussienne des résidus lorsque le modèle issu de l'inversion est parfait.	79
4.3	Description schématique de l'algorithme élaboré pour ce travail.	82
5.1	Description schématique des tests effectués à l'aide de données synthétiques aéromagnétiques.	86
5.2	Histogrammes indiquant le nombre d'inversions en fonction de l'écart entre les valeurs <i>a posteriori</i> et initiale de la profondeur du dipôle. Les lignes correspondent à différentes incertitudes <i>a priori</i> sur la profondeur : 0.1 (<i>a-d</i>), 1 (<i>e-h</i>) et 10 km (<i>i-l</i>), de haut en bas, respectivement. Les colonnes dépendent des données inversées : un seul profil non-bruité, bruité, toute la carte non-bruitée, et bruitée.	88
5.3	Variation du χ^2 <i>a posteriori</i> en fonction de la proximité entre profondeurs <i>a priori</i> et initiale. Les indices sont équivalents à ceux de la Figure 5.2. L'échelle des ordonnées est toujours la même.	89

5.4	Même légende que pour la Figure 5.2, avec une incertitude <i>a priori</i> de 0.01 km sur la profondeur du dipôle <i>B</i> pour les graphiques <i>a</i> à <i>l</i> , de 1 km pour les graphiques <i>m</i> à <i>x</i>	92
5.5	Variation du χ^2 <i>a posteriori</i> en fonction de la proximité entre profondeurs <i>a priori</i> et initiale du dipôle <i>A</i> . La représentation est équivalente à celle de la Figure 5.3, pour les deux configurations d'incertitudes <i>a priori</i> sur la profondeur du dipôle <i>B</i> : 0.01 et 1 km.	93
5.6	Même légende que pour la Figure 5.4. L'incertitude <i>a priori</i> des profondeurs des dipôles <i>B</i> et <i>C</i> est de 0.01 km pour les graphiques <i>a</i> à <i>l</i> , 1 km pour <i>m</i> à <i>x</i>	96
5.7	Variation du χ^2 <i>a posteriori</i> en fonction de la proximité entre profondeurs <i>a priori</i> et initiale du dipôle <i>A</i> . La représentation est équivalente à celle de la Figure 5.5, pour les deux configurations d'incertitudes <i>a priori</i> sur la profondeur des dipôles <i>B</i> et <i>C</i> : 0.01 et 1 km.	97
5.8	Résultats des tests sur l'influence de la profondeur lors de l'inversion de données satellitaires. Ils expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale, en fonction de la profondeur initiale et de l'écart relatif (symboles couleurs) entre profondeur <i>a priori</i> et initiale (graphiques <i>a</i> , <i>c</i> et <i>e</i>). Les autres graphiques représentent la variation du χ^2 final en fonction de la profondeur <i>a priori</i> et initiale (courbes en couleur ; graphiques <i>b</i> , <i>d</i> et <i>f</i>). Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas.	100
5.9	Résultats des tests concernant l'influence de la profondeur sur les paramètres d'orientation du moment dipolaire lors de l'inversion de données satellitaires. Ils expriment l'écart relatif entre inclinaison (graphiques <i>a</i> , <i>c</i> et <i>e</i>) ou déclinaison (graphiques <i>b</i> , <i>d</i> et <i>f</i>) finale et initiale, en fonction de la profondeur initiale et de l'écart relatif (symboles couleurs) entre profondeur <i>a priori</i> et initiale. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas, respectivement.	101
5.10	Même légende que pour la Figure 5.8, pour des anomalies de faible amplitude.	103
5.11	Influence de l'incertitude <i>a priori</i> associée à la profondeur sur la détermination de l'intensité du moment dipolaire. Ils expriment l'écart relatif entre intensité finale et initiale du moment dipolaire, en fonction de sa valeur initiale. Les graphiques <i>a</i> , <i>c</i> et <i>e</i> correspondent aux cas où l'intensité du moment dipolaire est faible, et les graphiques <i>b</i> , <i>d</i> et <i>f</i> lorsqu'elle est forte. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas, respectivement. Dans tous les cas, la valeur et l'incertitude <i>a priori</i> associées à l'intensité du moment dipolaire sont égales à $1.0 \cdot 10^{16}$ A.m ²	104

- 5.12 Influence de l'incertitude *a priori* associée à l'intensité du moment dipolaire sur la détermination de l'intensité du moment dipolaire. Les graphiques *a*, *c* et *e* présentent la moyenne (+ écarts maximum et minimum) de l'écart relatif entre intensité finale et initiale du moment dipolaire, en fonction de sa valeur initiale, exprimée selon un axe logarithmique, et de l'écart relatif entre intensité initiale et *a priori* (symboles). Les graphiques *b*, *d* et *f* représentent la moyenne (+ écarts maximum et minimum) de la variation du χ^2 final en fonction des valeurs *a priori* de l'intensité du moment dipolaire, exprimée selon un axe logarithme, et des valeurs initiales (symboles). Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude associée à cette intensité : 0.1, 1 et $10 \cdot 10^{16}$ A.m² de haut en bas, respectivement. Dans tous les cas, l'incertitude *a priori* associée à la profondeur est égale à 1 km. 105
- 5.13 Influence des valeurs initiales, *a priori* et incertitudes associées à l'inclinaison du moment dipolaire sur l'inclinaison finale et la valeur du χ^2 lors de l'inversion de données satellitaires. Les graphiques *a*, *c* et *e* expriment l'écart relatif entre inclinaison finale et initiale, en fonction de l'inclinaison initiale et de l'écart relatif (symboles) entre inclinaison *a priori* et initiale. Les graphiques *b*, *d* et *f* représentent la variation du χ^2 final en fonction de l'inclinaison *a priori* et initiale. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur l'inclinaison : 0.1, 1 et 10° de haut en bas. 107
- 5.14 Même légende que celle de la Figure 5.13, pour la déclinaison. Les points des graphiques *b*, *d* et *f* sont liés pour une meilleure vision de la variation du χ^2 en fonction de la déclinaison *a priori*. 108
- 5.15 Influence des valeurs *a priori* et incertitudes associées de la latitude d'une source aimantée sur la valeur finale (*a*) et sur le χ^2 (*b*) lors de l'inversion de données satellitaires. Le graphique *a* exprime l'écart relatif entre la latitude finale et initiale, en fonction de l'incertitude sur la latitude (axe logarithmique) et de l'écart relatif entre la latitude *a priori* et initiale. Le graphique *b* représente la variation du χ^2 final en fonction de la latitude *a priori* suivant les différentes incertitudes étudiées : 1, 10, 100 et 1000 km. La latitude initiale est 1250 km. 109
- 5.16 Influence du nombre de dipôles sur la détermination de la profondeur du dipôle *A* lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques *a*, *c*, *e*, *g*, *i* et *k* expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale (50 km) du dipôle *A* étudié, en fonction de la profondeur *a priori* et du nombre de dipôles. Les graphiques *b*, *d*, *f*, *h*, *j* et *l* représentent la variation du χ^2 final en fonction de la profondeur *a priori* et du nombre de dipôles. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude associées aux profondeurs *a priori* des dipôles : 0.1 km pour le dipôle *A* / 0.01 km pour les autres (graphiques *a*, *b*), 0.1 / 1 km (*c*, *d*), 1 / 0.01 km (*e*, *f*), 1 / 1 km (*g*, *h*), 10 / 0.01 km (*i*, *j*), et 10 / 1 km (*k*, *l*), de haut en bas, respectivement. 113

5.17	Influence des incertitudes associées aux profondeurs de deux ou trois dipôles sur la détermination lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques <i>a</i> et <i>b</i> expriment l'écart relatif (<i>a</i>) entre profondeur finale et initiale du dipôle <i>B</i> , et la variation du χ^2 final (<i>b</i>) dans le cas de deux dipôles, en fonction de l'incertitude associée à la profondeur du dipôle <i>A</i> (échelle logarithmique) et du dipôle <i>B</i> . Les graphiques <i>c</i> et <i>d</i> sont similaires, mais pour le cas de trois dipôles.	114
5.18	Influence du nombre de profil lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques <i>a</i> à <i>e</i> expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale du dipôle <i>A</i> en fonction de la profondeur initiale et l'écart relatif entre profondeur <i>a priori</i> et initiale, dans le cas à une seule source, avec 1, 3, 7, 19 et 39 profils, respectivement. Les graphiques <i>f</i> à <i>j</i> représentent la variation du χ^2 en fonction de la profondeur <i>a priori</i> et initiale, pour les mêmes cas de nombre de profils, avec un seul dipôle. Les graphiques <i>k</i> à <i>t</i> sont similaires aux graphiques <i>a</i> à <i>j</i> , mais pour le cas de trois dipôles. Toutes les profondeurs <i>a priori</i> ont une incertitude de 1 km.	116
5.19	Influence de l'altitude du jeu de données et du bruit associé, dans le cas d'une seule source et de profils d'altitude constante. Les graphiques <i>a</i> , <i>b</i> , <i>d</i> , <i>e</i> , <i>g</i> et <i>h</i> expriment l'écart relatif entre la profondeur finale et initiale du dipôle en fonction de la profondeur initiale. Le cas de données propres correspond aux graphiques <i>a</i> , <i>d</i> et <i>g</i> , alors que celui de données bruitées correspond aux graphiques <i>b</i> , <i>e</i> et <i>h</i> . Les graphiques <i>c</i> , <i>f</i> et <i>i</i> représentent la variation du χ^2 en fonction de la profondeur <i>a priori</i> , avec ou sans bruit ajouté aux données. Les graphiques <i>a</i> , <i>b</i> et <i>c</i> montrent les résultats pour des données prises à 100 km d'altitude, <i>d</i> , <i>e</i> et <i>f</i> à 400 km, et <i>g</i> , <i>h</i> et <i>i</i> lorsque les deux jeux d'altitude sont combinés. La profondeur <i>a priori</i> de la source a une incertitude de 1 km.	118
5.20	Même légende que celle de la Figure 5.19, pour le cas d'altitudes variant sur chaque profil.	119
6.1	Carte géologique et structurale de la zone étudiée, modifiée d'après Chantraine et al. (1996) . Les complexes métamorphiques de Champtoceaux et des Essarts correspondent aux arcs noirs situés au nord et au sud de Nantes. La position du profil sismique Armor2/GéoFrance3D provient de Bitri et al. (2003)	124
6.2	Interprétation du profil sismique Armor-2, modifiée d'après Bitri et al. (2003)	125
6.3	Carte des anomalies magnétiques à 3 km d'altitude au-dessus de la région d'étude.	128
6.4	Profil représentatif des anomalies de la sous-région d'étude A.	129
6.5	Profils A observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse, schématisés en-dessous. Les objets <i>a</i> , <i>b</i> , <i>c</i> et <i>d</i> vont du sud vers le nord.	131

6.6	Dépendance de la profondeur finale et du χ^2 en fonction de la profondeur <i>a priori</i> du dipôle <i>b</i> , associée à une incertitude de 0.1 ou 1 km. L'inversion concerne toutes les données de la sous-région A.	132
6.7	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> de l'inversion des données magnétiques de la sous-région A.	134
6.8	Profil représentatif des anomalies de la sous-région d'étude B.	135
6.9	Profils B observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse.	136
6.10	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> de l'inversion des données magnétiques de la sous-région B.	137
6.11	Profil représentatif des anomalies de la sous-région d'étude C.	138
6.12	Profils C observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse.	139
6.13	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> de l'inversion des données magnétiques de la sous-région C.	141
6.14	Profils B observé et simulé par les dipôles issus de l'inversion des données du jeu B, représentés en-dessous sur l'interprétation du profil sismique Armor2 de Bitri et al. (2003)	142
6.15	Relation entre le rayon et la profondeur des modèles possibles de sphère expliquant l'anomalie gravimétrique au-dessus des unités de Champtoceaux.	145
7.1	Prédictions du champ magnétique martien à 200 km d'altitude (composante radiale ; Langlais et al., 2004). Les traits en blanc limitent les zones étudiées.	150
7.2	Carte topographique de la zone d'étude située dans la région Terra Sirenum, superposée sur le relief.	151
7.3	Diagramme représentant le nombre de cratères au km ² pour différentes classes de diamètre. Les isochrones fines correspondent au modèle d' Hartmann (2005) , celle plus épaisse et reliant les croix à la surface totale de la région étudiée.	152
7.4	Carte de la composition minéralogique de la zone, révélée par le spectro-imageur OMEGA à bord de MEX (S. Le Mouélic, comm. pers., 2006). Elle correspond à une composition colorée en fonction de l'abondance de clinopyroxènes (Cpx), d'orthopyroxènes (Opx) associés aux Cpx, et de l'olivine (Ol). Seuls quelques pixels situés en (-33°N, 189°E), (-31°N, 185.5°E) et (-35°N, 196°E) montrent une composition dominée par l'olivine.	153
7.5	Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après Yuan et al. (2001)	154

7.6	Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région étudiée. Les zones limitées par des traits pointillés correspondent aux différentes régions sélectionnées pour les inversions. Les profils bordés de traits pleins noirs représentent les anomalies de chaque zone.	156
7.7	Comparaison des profils observés (traits pleins) et prédits par les modèles directs (traits en pointillés) associés aux anomalies AB-A (a) et MO-A (b).	158
7.8	Évolution du χ^2 final pour l'inversion du jeu AB-A en fonction de la valeur <i>a priori</i> de la profondeur du dipôle correspondant. L'incertitude est de 10 km.	160
7.9	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion du jeu AB-A.	161
7.10	Même légende que celle de la Figure 7.7, pour les modèles issus de l'inversion des jeux AB-A (profil AB-A en a, MO-A en b), MO-A (c et d) et AB/MO-A, -B et -C (e et f).	162
7.11	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés aux inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B et -C.	165
7.12	Mesures AB (gauche) et MO (droite) prédites par les dipôles AB/MO-A, -B et -C.	167
7.13	Carte topographique de la zone d'étude située au sud du volcan Syrtis Major, superposée sur le relief.	168
7.14	Image THEMIS centrée en (-17°N, 63°E), montrant plusieurs exemples de réseaux fluviaux à la surface de la zone d'étude. Ceux-ci sont d'ailleurs plutôt orientés vers le sud où se trouve la dépression d'Hellas.	169
7.15	Carte de la composition minéralogique de la zone, révélée par le spectro-imageur OMEGA à bord de MEX (S. Le Mouélic, comm. pers., 2006).	170
7.16	Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après Yuan et al. (2001)	171
7.17	Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région située au sud du volcan Syrtis Major. Les zones limitées par des traits pointillés correspondent aux différentes régions sélectionnées pour les inversions. Les profils bordés de traits pleins noirs sont choisis pour représenter les anomalies en 2D.	172
7.18	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux AB-A, -B, -C et -D en fonction de la valeur <i>a priori</i> de la profondeur du dipôle correspondant.	176
7.19	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion conjointe des jeux AB-A, -B, -C et -D.	178

7.20	Comparaison entre profils AB et MO observés et prédits pour les modèles issus des inversions conjointes des jeux AB-A, -B, -C et -D (gauche), MO-A, -B, -C et -D (centre), et AB/MO-A, -B, -C et -D (droite).	179
7.21	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux MO-A, -B, -C et -D en fonction de la valeur <i>a priori</i> de la profondeur du dipôle correspondant.	180
7.22	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion conjointe des jeux MO-A, -B, -C et -D.	182
7.23	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D en fonction de la valeur <i>a priori</i> de la profondeur du dipôle correspondant.	183
7.24	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D.	184
7.25	Données magnétiques AB (gauche) et MO (droite) prédites par les quatre dipôles issus de l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D, au-dessus de la région située au sud du volcan Syrtis Major.	186
7.26	Carte topographique de la zone d'étude située au nord de la dichotomie martienne, superposée sur le relief. La projection de la carte initiale rend l'échelle E-W très étirée au nord de la région.	188
7.27	Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après Yuan et al. (2001)	190
7.28	Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région située dans l'hémisphère nord. Les passages bordés de traits pleins noirs sont choisis pour représenter les anomalies.	191
7.29	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion des données AB en fonction de la valeur <i>a priori</i> des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.	193
7.30	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion des données AB.	194
7.31	Comparaison entre profils AB et MO observés et prédits pour les modèles issus des inversions AB, MO et AB/MO.	195
7.32	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion des données MO en fonction de la valeur <i>a priori</i> des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.	196
7.33	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion conjointe des données MO.	197

7.34	Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion conjointe des données AB et MO en fonction de la valeur <i>a priori</i> des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.	198
7.35	Répartition des résidus <i>a posteriori</i> associés à l'inversion conjointe des données AB et MO.	199
7.36	Données magnétiques AB (gauche) et MO (droite) prédites par les deux dipôles issus de l'inversion conjointe des jeux AB et MO.	201
8.1	Moment dipolaire (en haut) et aimantation équivalente M^* (en bas) des sources issues de l'inversion des mesures AB+SPO+MO dans les trois régions étudiées, en fonction de la profondeur. L'échelle pour l'aimantation équivalente est logarithmique. Les courbes du graphique (b) représentent les moyennes pour chaque groupe de points.	205
8.2	Schéma montrant les contrastes d'aimantation de la croûte martienne. Le fond correspond à une coupe montrant l'épaisseur de la croûte martienne au niveau du méridien 0°, à partir du modèle de Zuber et al. (2000) . Cette coupe provient du site web de l'instrument MOLA de MGS en Novembre 2006 (http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/tharsis/). Les valeurs d'aimantation sont "équivalentes", c'est à dire qu'il a fallu faire une hypothèse sur le volume aimanté pour les retrouver (voir texte).	205
8.3	Modèle de serpentisation de la croûte martienne au Noachien, à l'origine des anomalies magnétiques observées par MGS. Le principe est qu'un panache chaud remonte localement par des phénomènes de convection dans le manteau. Il n'y a pas de fusion partielle, mais simplement un réchauffement de la base de la croûte vers la surface. La réaction entre les roches ultrabasiques ou basiques avec l'eau, issue du dégazage mantellique et saturant la croûte, engendre une réaction de serpentisation, qui produit beaucoup de magnétite. L'existence d'un champ magnétique ambiant (probablement global, axial et dipolaire) à cette époque provoque l'aimantation de cette magnétite, à l'origine des anomalies magnétiques martiennes.	215

9.1	Paléopôles martiens issus de notre étude (disques verts), <i>Hood et Zakharian</i> (2001) (triangles blancs à l'endroit), <i>Arkani-Hamed</i> (2001a) ou <i>Arkani-Hamed</i> (2002) (hexagones bleus), <i>Arkani-Hamed et Boutin</i> (2004) (carrés bleus), <i>Boutin et Arkani-Hamed</i> (2006) (2 cercles bleus), <i>Frawley et Taylor</i> (2004) (diamants noirs), <i>Langlais et Purucker</i> (2006) (étoile verte), <i>Sprenke</i> (2005) (cercle rouge), <i>Hood et al.</i> (2005) (triangles blancs inversés).	222
9.2	Principe du mouvement apparent du pôle magnétique (donc de rotation) de Mars dû à la mise en place de Tharsis. Les lignes en pointillés correspondent aux lignes du champ magnétique martien au Noachien. S0 et S1 représentent 2 sources lithosphériques s'aimantant à t_0 et $t_0 + \delta t$	226
A.1	Triangle sphérique entre le pôle nord géographique N de Mars, le paléopôle P et la source aimantée S	239

Introduction

La planétologie consiste à étudier les propriétés des planètes du système solaire. Grâce aux observations et mesures faites depuis la Terre, grâce aux sondes planétaires et aux atterrisseurs, et enfin grâce à l'avènement de la modélisation numérique, cette science s'est considérablement développée depuis une cinquantaine d'années. Les informations récoltées ont permis de comparer ces planètes entre elles, et surtout, de mieux comprendre la nôtre.

Les mesures géophysiques apportent des informations cruciales sur l'état des planètes. La topographie, la morphologie et la composition des surfaces planétaires peuvent être étudiées grâce aux techniques d'altimétrie laser et d'imagerie visible et infra-rouge. L'étude de la répartition des masses à l'intérieur d'une planète est possible grâce aux mesures gravimétriques. Enfin, les mesures magnétiques contiennent des informations sur l'état du noyau d'une planète, sur sa magnétosphère et parfois sur la croûte si c'est une planète tellurique. L'expérience du champ magnétique terrestre (géomagnétisme) nous permet d'étudier le champ magnétique d'autres planètes. Entre 1997 et 2006, la sonde Mars Global Surveyor (MGS) a couvert Mars de mesures magnétiques entre 100 et 400 km d'altitude. Nous allons donc exploiter ces mesures pour en faire ressortir des informations sur l'histoire de cette planète.

La première partie de ce manuscrit est consacrée à la problématique de l'évolution précoce de Mars, notamment mise en évidence par les mesures magnétiques de MGS.

Le premier chapitre rappelle quelques aspects du géomagnétisme, en insistant sur les différents types de mesure magnétique terrestre et leur intérêt. L'état actuel et l'évolution de la planète Mars sont présentés dans le second chapitre. Ceci nous permet d'évaluer combien son histoire a été mouvementée dans le premier milliard d'années. Les principales données géophysiques qui peuvent nous aider à mieux comprendre cette période sont les mesures magnétiques de MGS, car le champ magnétique martien a probablement été figé à cette époque. Le troisième chapitre décrit ces mesures et les problèmes concernant leur interprétation.

La méthode utilisée pour contraindre les paramètres des sources aimantées de la croûte martienne est décrite dans la seconde partie du manuscrit.

Le quatrième chapitre concerne les méthodes de modélisation du signal magnétique. Tout d'abord, les relations entre mesures magnétiques et corps aimantés sont introduites. Puis quelques approches de modélisation en magnétisme sont comparées et discutées. Enfin, la méthode développée pour étudier le champ magnétique de Mars est décrite. Pour estimer le potentiel de cette méthode et ses limites, des tests avec des données synthétiques ont été effectués. Leurs résultats sont présentés dans le Chapitre 5. Ensuite, les anomalies magnétiques issues des roches de la Nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain, France) sont étudiées par cette approche (Chapitre 6). Ceci permet d'évaluer l'intérêt de cette méthode pour étudier la géologie d'une région. Sur Terre, les résultats obtenus peuvent être comparés avec ceux d'autres méthodes d'investigation.

La dernière partie correspond à l'application de cette méthode avec les mesures magnétiques martiennes, et l'implication des résultats obtenus sur l'évolution primitive de Mars.

Trois régions sont étudiées dans le Chapitre 7 : Terra Sirenum, le sud de Syrtis Major et une zone de l'hémisphère nord. Ces différentes études permettent notamment d'évaluer la profondeur d'aimantation, un paramètre crucial qui contraint fortement le processus à l'origine de ce phénomène. Dans le Chapitre 8, un modèle de serpentinisation est proposé pour expliquer l'aimantation particulière de la croûte précoce martienne. Enfin, les propriétés des sources modélisées montrent que l'axe de rotation de la planète a changé radicalement d'orientation au début de l'histoire de Mars. Nous discutons les scénarios permettant d'expliquer ce phénomène dans le Chapitre 9.

Première partie

Le champ magnétique de Mars

Chapitre 1

Les mesures du champ magnétique comme outil d'investigation

Ce chapitre est consacré au champ magnétique terrestre. Ceci va nous servir de base pour la compréhension du champ magnétique martien. Nous rappelons d'abord quelques aspects et définitions utiles du géomagnétisme pour mieux comprendre la suite du manuscrit. Puis les différents types de mesures magnétiques sont présentés. Enfin, le dernier paragraphe insiste sur le champ magnétique lithosphérique terrestre, car nous verrons plus tard que le champ magnétique martien est d'origine lithosphérique. Nous considérerons d'ailleurs la base de la lithosphère comme étant thermique, et non pétrologique. De même, du point de vue magnétique, la croûte ne sera pas distinguée de la lithosphère.

1.1 Quelques rappels

L'intensité du champ magnétique \vec{H} peut être définie par la force exercée par un pôle magnétique m sur un autre pôle de charge m_1 ($\ll m$), séparés d'une distance r :

$$\vec{H} = \frac{m}{\mu r^2} \vec{r}, \quad (1.1)$$

avec \vec{r} , vecteur unitaire dans le sens du déplacement, et μ , perméabilité du milieu autour des pôles (1 dans vide et air). L'unité du champ magnétique est le Tesla, mais en géophysique, on mesure des variations de l'ordre de 10^{-9} Teslas, ou nanoTeslas (nT). L'intensité du champ magnétique terrestre est inférieure à 10^{-4} Teslas, ou 100000 nT.

Cependant, une source magnétique est plutôt représentée par un dipôle, association de 2 pôles magnétiques $-m$ et $+m$ séparés d'une distance l . Le moment magnétique \vec{m} d'un dipôle est le vecteur orienté de $-m$ à $+m$:

$$\vec{m} = ml\vec{r}. \quad (1.2)$$

Il est exprimé en Ampères.mètres² (A.m²). On peut aussi l'exprimer par unité de volume (A/m), c'est alors l'aimantation \vec{M} . Tout corps magnétique placé dans un champ magnétique externe est aimanté par induction. L'intensité de cette aimantation est proportionnelle à celle du champ ambiant. La susceptibilité magnétique k du corps est le facteur principal du coefficient de proportionnalité. La direction et le sens du vecteur d'aimantation induite sont aussi ceux du champ.

Le champ magnétique total B (ou induction magnétique) d'un corps est donc la somme du champ externe H avec celui relié à l'aimantation, qui elle-même dépend de H . Le rapport de l'induction sur le champ magnétique externe est la perméabilité magnétique μ , exprimée par :

$$\mu = \mu_0 (1 + k), \quad (1.3)$$

avec μ_0 perméabilité magnétique du vide (de l'air) ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ en unités SI ; $\mu_0 = 1$ en unités CGS).

D'autre part, le champ magnétique est conservatif. Il peut s'exprimer par le gradient du potentiel \vec{V} d'un dipôle d'aimantation \vec{M} :

$$\vec{B} = -\nabla \vec{V}, \quad (1.4)$$

où

$$V = \frac{\vec{M} \cdot \vec{r}}{r^3}, \quad (1.5)$$

avec \vec{r} , le vecteur partant du dipôle et orienté vers un point situé à une distance r . Ainsi, l'intensité des composantes du champ magnétique est inversement proportionnelle au cube de la distance par rapport à la source aimantée.

En première approximation, le champ magnétique terrestre correspond à un champ dipolaire dont l'origine est situé au centre de la Terre. Actuellement, son axe fait un angle d'environ 11° avec l'axe de rotation de la Terre, et est orienté vers le Sud. L'inclinaison du champ magnétique terrestre est donc négative dans l'hémisphère Nord, et positive dans l'hémisphère Sud, car la ligne où $I = 0$ est toujours proche de l'équateur. Sur une période de plus de 10000 ans, l'axe du champ magnétique dipolaire correspond à l'axe de rotation.

En tout point, le vecteur champ magnétique \vec{B} peut être décomposé en 3 composantes B_x (Nord-Sud, positive vers le Nord), B_y (Est-Ouest, positive vers l'Est) et B_z (verticale, positive vers l'intérieur de la Terre). Un autre système est souvent utilisé : B_r , composante radiale positive vers l'extérieur de la planète ($B_r = -B_z$), B_θ , composante Nord-Sud positive vers le Sud ($B_\theta = -B_x$), et B_ϕ , composante Est-Ouest positive vers l'Est ($B_\phi = B_y$). Mais on parle surtout de l'intensité B du champ magnétique, de son inclinaison I

par rapport à l'horizontale (positive vers l'intérieur de la planète), et de sa déclinaison D , angle positif vers l'Est entre le Nord géographique et la direction de la composante horizontale (Figure 1.1).

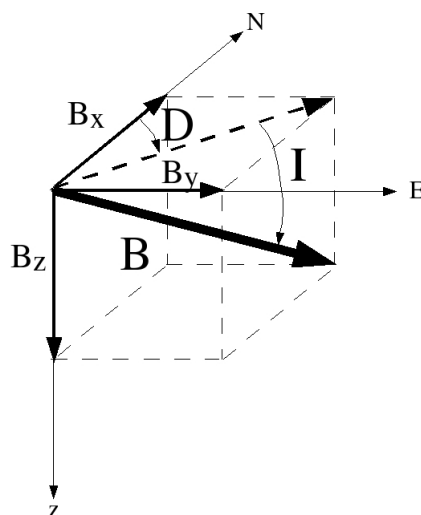


FIG. 1.1 – Les différentes composantes du vecteur champ magnétique.

1.2 Les mesures du champ magnétique

Dès l'époque des empires chinois et l'Antiquité en Europe, l'Homme s'orientait avec une aiguille aimantée (boussole), mais ce n'est qu'au XVIII-XIX^{ème} siècle en Europe que l'intérêt envers la science du champ magnétique et le développement d'appareils pour l'étudier a commencé.

Le champ magnétique se mesure à l'aide d'un magnétomètre. Celui-ci acquiert des mesures vectorielles ou scalaires. Dans le premier cas, c'est l'intensité des trois composantes N-S, E-W et verticale (ou radiale) qui est mesurée. L'inclinaison et la déclinaison sont ainsi accessibles. Dans le second cas, c'est l'intensité totale du champ magnétique qui est mesurée.

Dès 1840, des magnétomètres ont été placés dans des observatoires fixes. Puis ils ont été utilisés sur le terrain pour des prospections locales. De même, des campagnes de mesures en mer ou en avion ont été effectuées. Enfin, le développement des satellites a permis d'accéder à une vision globale du champ magnétique terrestre.

Les caractéristiques temporelles et spatiales de l'étude que l'on veut mener déterminent quel type de mesures doit être utilisé.

1.2.1 Les observatoires magnétiques

Ils permettent de mesurer l'intensité, l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique de façon continue en plusieurs points à la surface de la Terre. Si la couverture est globale, alors la variation spatiale et temporelle (séculaire) du champ magnétique à l'échelle planétaire est accessible. Actuellement, environ 200 observatoires sont répartis de manière assez hétérogène sur la Terre. Il manque des observatoires au niveau des grandes zones océaniques (*Alexandrescu et al.*, 1994). À peu près la moitié des observatoires est regroupée dans le programme INTERMAGNET, principalement destiné à rendre toutes ces données accessibles au monde entier.

Pour établir des cartes magnétiques d'échelle régionale, des réseaux de répétition sont mis en place. Il s'agit alors de stations réparties de manière assez uniforme dans la zone étudiée et mesurant le champ magnétique tous les 5 ans. Ces réseaux permettent par exemple de corriger les mesures effectuées lors de prospection locale.

1.2.2 Les mesures de prospection

Pour étudier une zone particulière, le magnétomètre peut être transporté. À l'échelle de la centaine de mètres, c'est l'homme qui effectue les mesures en se déplaçant à pied. Ceci permet par exemple d'étudier les cavités proches de la surface, dans le cadre d'étude de sols. Par exemple, ce type de prospection est souvent utilisé en archéologie (*Hesse*, 2002; *Fassbinder et al.*, 2005). De même, il peut servir lors d'études environnementales ou de génie civil, comme pour découvrir un nouveau filon à exploiter dans une mine¹.

Une zone de plusieurs kilomètres peut être étudiée à partir de mesures magnétiques par avion (mesures aéromagnétiques). Ces campagnes permettent de caractériser les perturbations du champ magnétique (anomalies) engendrées par les roches sous-jacentes. Le but est souvent la recherche géologique et minière. Des campagnes scientifiques par bateau ont permis d'acquérir de nombreuses données magnétiques en mer. Enfin, l'utilisation de ballons permet de mesurer à une plus grande altitude le champ magnétique, pour accéder à des informations entre les mesures aéromagnétiques et les mesures satellitaires.

1.2.3 Les mesures satellitaires

Pour acquérir une couverture magnétique globale de la Terre dans un laps de temps assez court pour minimiser la variation séculaire du champ, les magnétomètres sont placés à bord de satellites. C'est à partir de la deuxième moitié du siècle dernier que l'on a commencé à obtenir ce type de mesures. Les satellites de la série POGO (Polar-Orbiting

¹<http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/method/geophysics/>

Geophysical Observatories ; 1965-1971) ont été les premières missions à succès, récoltant beaucoup de données entre 400 et 1500 km d'altitude (*Cain et Sweeney, 1973*). Cependant, les mesures n'étaient que scalaires, ce qui empêchait d'accéder aux variations de l'orientation du champ magnétique à ces altitudes. Il a fallu attendre la mission MAGSAT (MAGnetic field SATellite ; 1979-1980) pour obtenir une couverture globale de mesures vectorielles entre 350 et 560 km d'altitude (*Langel et al., 1980*). Ainsi, les premiers modèles géomagnétiques ont pu être établis, ainsi que la caractérisation et la séparation plus précise des différentes sources du champ magnétique (*Cain et al., 1989; Langel et al., 1996; Whaler et Langel, 1996*). La brièveté de la mission empêcha néanmoins d'évaluer précisément la variation séculaire du champ magnétique. En 1999, le satellite danois Ørsted a été lancé à une orbite située entre 649 et 865 km d'altitude (*Neubert et al., 2001*). Grâce à ses mesures, un modèle précis du champ magnétique terrestre développé en harmoniques sphériques ainsi que de la variation séculaire ont pu être établis pour l'année 2000 (*Olsen et al., 2000; Olsen, 2002*). Le satellite CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) a lui été lancé en 2000 pour mesurer le champ magnétique à 454 km d'altitude autour de la Terre, pendant 5 ans. Plusieurs études ont utilisé ses données pour caractériser précisément le champ magnétique d'origine lithosphérique (*Maus et al., 2002; Hemant et Maus, 2005; Maus et al., 2006*). Notons aussi le satellite SAC-C (Satelite de Aplicaciones Cientificas - C) qui a mesuré le champ magnétique entre 2000 et 2004 à 700 km d'altitude. Enfin, prévue pour un lancement vers 2010, la mission Swarm prévoit d'envoyer 3 satellites avec des magnétomètres : deux seront proches de 1.5° en longitude à 450 km d'altitude, tandis que l'autre aura son orbite située à 530 km d'altitude. Ainsi, on aura accès simultanément aux gradients latéral et vertical du champ magnétique à haute altitude (*Friis-Christensen et al., 2006*).

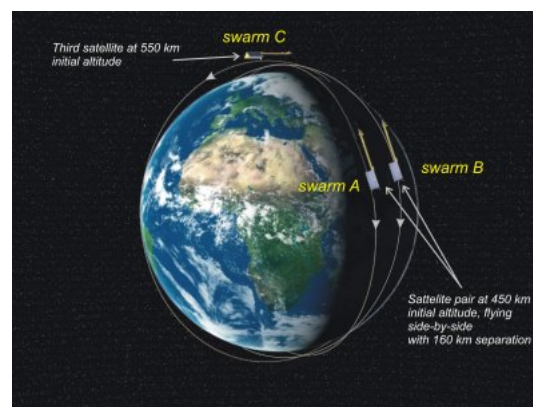


FIG. 1.2 – La constellation formée par les satellites Swarm-A, -B et -C (lancement prévu en 2010).

1.3 Le champ magnétique pour étudier la géologie

Plusieurs informations sont contenues dans une mesure magnétique. La composante dominante concerne le Noyau terrestre. Mais il existe aussi des perturbations beaucoup moins intenses qui ont une origine externe ainsi qu'une origine lithosphérique. Nous présentons ici les caractéristiques des différentes origines du champ magnétique, en nous intéressant particulièrement au champ magnétique d'origine lithosphérique.

1.3.1 La source principale : le Noyau terrestre

Les premières cartes globales du champ magnétique ont mis en évidence que l'intensité totale du champ magnétique n'était pas corrélée avec la topographie, la géologie ou encore les épicentres des séismes ([Cain et al., 1965](#)). La source est plus profonde. Il s'agit d'une dynamo auto-entretenu créée par les mouvements de convection dans le Noyau externe liquide riche en fer, conducteur ([Bullard, 1955](#)).

Une dynamo est un phénomène d'induction électromagnétique créé par le mouvement de fluide conducteur à travers des lignes de champ magnétique. Ces mouvements sont principalement générés par la force de Coriolis due à la rotation de la planète. De plus, le rapport entre la convection et la diffusion dans un fluide magnétique (nombre de Reynolds) doit dépasser un certain seuil ($= 10$). Il dépend notamment du type de convection qui a lieu à l'intérieur du noyau. Celui-ci peut simplement se refroidir par convection thermique, à condition que la chaleur évacuée à l'interface noyau / manteau soit assez importante². Ce type de convection peut suffire à entretenir une dynamo.

Cependant, le refroidissement du noyau peut baisser la température au centre, en-dessous de celle associée au liquidus des alliages de fer. Ce phénomène engendre la cristallisation d'une graine de fer, laissant un noyau externe liquide riche en soufre. La chaleur évacuée à l'interface graine / noyau externe et le régime convectif du manteau entretiennent alors la convection dans le noyau externe ([Stevenson, 2001](#)).

Un champ électrique est ainsi créé, entretenant lui-même un champ magnétique. Ce phénomène engendre un aimant virtuel à l'échelle de la planète. C'est à dire que le champ magnétique peut être assimilé à un dipôle placé au centre de la Terre et dont l'axe serait en moyenne parallèle à l'axe de rotation de la planète. La polarité du champ magnétique nucléaire s'inverse en moyenne tous les 200000 ans ([Valet et Courtillot, 1992](#)). À différentes échelles temporelles, l'intensité du champ magnétique nucléaire varie également (variation séculaire). Cette géométrie dipolaire se retrouve dans les cartes d'intensité du champ magnétique issues de l'interprétation des mesures d'observatoires

² $T_{\text{noyau}} \gg T_{\text{manteau}}$

et de satellites (Figure 1.3 ; *Olsen et al., 2000*). Aux pôles, le champ magnétique est plus fort qu'au niveau de l'équateur terrestre (80000 nT contre 20000 nT).

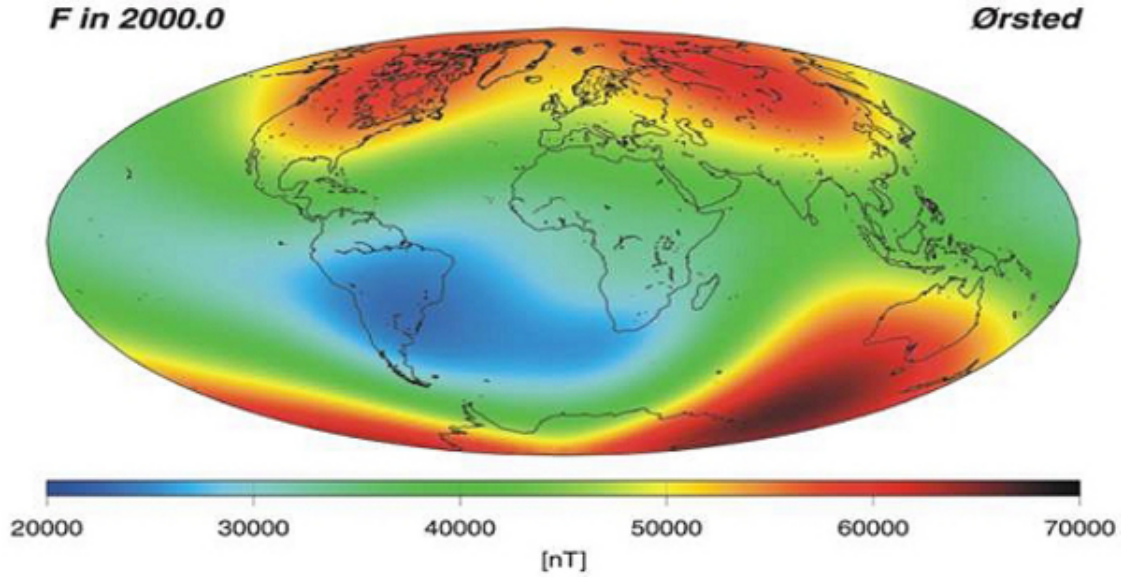


FIG. 1.3 – L'intensité du champ magnétique de la Terre (composante totale) mesuré par le satellite Ørsted (*Olsen et al., 2000*).

Mais d'autres composantes (quadrupolaire, octopolaire, etc...) liées à la dynamo, déforment ce champ magnétique dipolaire. L'énergie associée à ces composantes diminue avec la longueur d'onde spatiale de ces anomalies (Figure 1.4).

Énergie magnétique En-dehors d'autres sources, le champ magnétique \vec{B} peut être représenté comme le gradient du potentiel magnétique \vec{V} (équation 1.4), dont la norme peut s'exprimer comme suit :

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} (a/r)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m(t) \cos m\phi + h_n^m(t) \sin m\phi] P_n^m(\cos \theta), \quad (1.6)$$

où a est le rayon de la planète, (r, θ, ϕ) les coordonnées du point considéré, $[g_n^m, h_n^m]$ les coefficients de Gauss, et P_n^m les polynômes de Legendre normalisés de degré n et d'ordre m . Le carré du champ magnétique au temps t , décrit par les harmoniques de degré n et moyenné sur une surface sphérique de rayon r contenant les sources, est exprimé par :

$$R_n(r, t) = (n+1)(a/r)^{2n+4} \sum_{m=0}^n \{[g_n^m(t)]^2 + [h_n^m(t)]^2\}. \quad (1.7)$$

R_n forme ainsi un spectre de la puissance magnétique spatiale de la planète, ou encore énergie magnétique. Son unité est le nT^2 . À partir des données magnétiques disponibles,

les coefficients de Gauss (g_n^m , h_n^m) peuvent être calculés. Pour une planète possédant un champ magnétique global issu d'une dynamo, seuls les premiers degrés (composante dipolaire, quadripolaire, etc...) seront énergiquement forts. Le spectre décroît fortement sur une quinzaine de degrés. Pour la Terre, les degrés supérieurs montrent une légère augmentation d'énergie, mais en restant très loin de l'ordre de grandeur de l'énergie des premiers degrés (Figure 1.4). Ces composantes sont dues au champ magnétique lithosphérique (voir paragraphe 1.3.3).

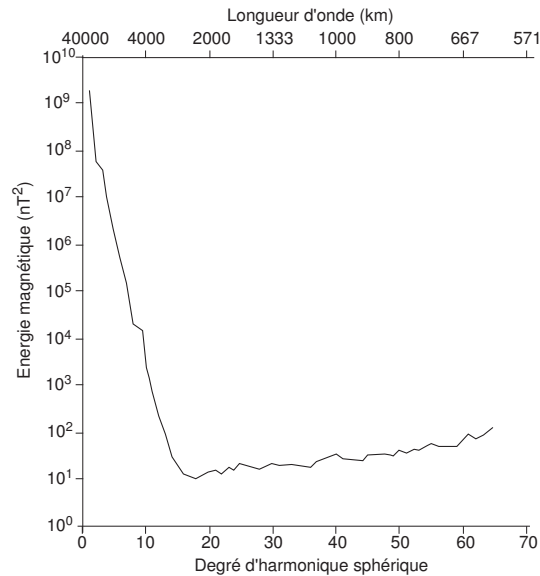


FIG. 1.4 – Spectre d'énergie du champ magnétique de la Terre (*Sabaka et al., 2004*).

Des modèles de référence du champ magnétique principal sont publiés tous les 5 ans. Les modèles IGRF (International Geomagnetic Reference Field) prédisent le champ magnétique pour les 5 ans qui vont suivre en estimant notamment la variation séculaire, alors que les modèles DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field), publiés postérieurement à la période de 5 ans, intègrent les données acquises pendant cette période.

1.3.2 Le champ magnétique externe

L'interaction du champ magnétique principal avec le vent solaire engendre une magnétosphère autour de la Terre. Cet environnement est limité à l'extérieur par la magnétopause, aplatie côté jour, étendue en forme de "queue" magnétique côté nuit. La ionosphère constitue sa limite inférieure vers 100 km d'altitude au minimum. Cette interaction provoque une perturbation constante du champ magnétique, mais qui peut s'avérer plus puissante lors de tempêtes magnétiques, sortes de soubresauts du Soleil. De même, le vent solaire déforme la magnétosphère terrestre côté jour et fait varier l'intensité du

champ selon un cycle de 24 heures. Il existe d'autres cycles plus longs. Certaines variations sont caractérisées par des indices magnétiques, qui permettent aussi de corriger les mesures magnétiques pour enlever cette composante magnétosphérique.

1.3.3 L'aimantation : de l'atome à la lithosphère

Le champ magnétique externe perturbe donc le champ magnétique d'origine interne. Cependant, pour totalement expliquer l'intensité du champ magnétique mesuré en un point sur Terre, il faut prendre en compte l'effet de la lithosphère aimantée. Celle-ci engendre des perturbations du champ magnétique principal. Dans une mesure magnétique sur Terre, il faut donc retirer un modèle représentant le champ magnétique créé par la dynamo, puis un modèle du champ magnétique externe, pour révéler la contribution du champ magnétique lithosphérique. Le terme d'anomalies magnétiques lithosphériques peut alors être employé.

Dans cette partie, nous détaillons les différents types d'aimantation, de l'échelle atomique à lithosphérique.

Propriétés magnétiques des matériaux solides

Les matériaux solides peuvent être diamagnétiques, paramagnétiques ou ferromagnétiques. Le premier cas correspond à une aimantation faible, proportionnelle au champ inducteur mais de sens opposé (antiparallèle). Ce comportement est indépendant de la température T , au contraire du paramagnétisme, qui décroît vite en $\frac{1}{T}$. L'aimantation est aussi proportionnelle au champ magnétique inducteur, mais elle est cette fois orientée dans le même sens. Quand ce champ s'annule, les moments atomiques du solide sont distribués dans toutes les directions, ce qui résulte en une aimantation nulle. Dans le cas d'un matériel ferromagnétique, l'interaction entre moments atomiques voisins augmente considérablement l'aimantation par rapport à un solide paramagnétique. Surtout, lorsque le champ inducteur s'annule, il reste toujours une aimantation ayant gardée la direction de ce champ. Néanmoins, cette propriété n'existe qu'en-dessous de la température dite de Curie (T_c), au-delà de laquelle le solide devient paramagnétique (phénomène réversible). De plus, sous une même température, si un matériau est soumis un champ magnétique qui augmente constamment, alors il va atteindre une aimantation de saturation (J_s), au-delà de laquelle toute augmentation du champ n'augmentera pas l'aimantation. Enfin, lorsque les moments de couches d'atomes adjacentes sont de signe opposé et de même intensité, il s'agit d'un matériel anti-ferromagnétique. Si une des couches est moins intenses, c'est un solide à comportement ferrimagnétique, comme la plupart des minéraux magnétiques connus sur Terre. Ceux-ci sont le plus souvent des oxydes de fer (Fe) et/ou titane (Ti) ou

du fer pur (Tableau 1.1). Dans les roches terrestres, l'aimantation est souvent portée par la magnétite (ou Ti-magnétite).

Minéral	Formule	T_{Curie} (°)	J_s (10^4 A/m)	Commentaires
Fer pur	Fe	770	180	rare dans la nature.
Hématite	Fe_2O_3	680	0.2	antiferromag. (sauf quand $Fe/Ti \leq 0.5$ où ferrim.) dominé par magnétite dans les roches ignées, dominant dans roches sédimentaires oxydées.
Magnétite	Fe_3O_4	580	48	très commun, surtout dans les roches ignées ; Fe souvent remplacé par Ti, ce qui diminue J_s et T_{Curie} .
Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S$ ($0 \leq x \leq 0.13$)	320	10	sulfure de fer, rare, plutôt dans roches sédimentaires riches en soufre

TAB. 1.1 – Propriétés d'aimantation des principaux minéraux ferromagnétiques. T_{Curie} et J_s correspondent à la température de Curie et à l'aimantation de saturation.

Aimantation induite et rémanente

Un solide plongé dans le champ magnétique terrestre a donc une aimantation induite, proportionnelle au champ ambiant et dans la même direction (sens opposé ou non). Pour une roche, l'intensité de cette aimantation induite va donc dépendre de celle du champ local, mais aussi de la susceptibilité magnétique (χ). Ce paramètre est lui-même fonction de la quantité de minéraux magnétiques, de leur répartition et de la taille de leurs grains. Ainsi, au sein d'une même roche, χ peut varier considérablement.

Un solide magnétique peut aussi posséder une aimantation intrinsèque, non liée au champ magnétique ambiant : c'est l'aimantation rémanente. Sa direction n'est pas celle du champ magnétique ambiant, car elle reflète celle du champ qui existait lors du refroidissement en-dessous de la température de Curie. Cette composante rémanente n'évolue pas au cours du temps, sauf si la température dépasse celle de Curie, ou si le champ externe devient plus fort que le champ coercitif du matériel magnétique (en général, largement supérieur au champ terrestre). Ainsi, lorsque le champ magnétique ambiant s'annule, l'aimantation induite disparaît alors que la composante rémanente existe toujours.

Elle peut s'acquérir par simple refroidissement en-dessous de la température de Curie : c'est l'aimantation thermo-rémanente (ATR). L'influence continue du champ magnétique terrestre sur une roche peut lui faire acquérir une aimantation visqueuse rémanente (AVR), lorsque la température est proche de celle de surface. Lors de l'impact d'un météore ou

lors d'un coup de foudre sur le sol, les roches environnantes acquièrent une aimantation isotherme rémanente (AIR), aussi appelée "de choc". Si la roche subit une recristallisation, alors son aimantation peut changer : c'est l'aimantation de cristallisation ou chimique rémanente (ACR). Beaucoup moins intense, l'aimantation détritique rémanente (ADR) est associée au dépôt de particules sédimentaires dans la direction du champ magnétique ambiant.

Le rapport de l'aimantation rémanente sur l'aimantation induite se nomme rapport de Koenigsberger Q . Les roches ignées ont souvent un rapport Q supérieur à 1, au contraire des roches sédimentaires.

D'autre part, l'aimantation rémanente dépend de la taille des grains. En effet, une particule ferromagnétique peut être divisée en domaines magnétiques. Si la taille du grain est trop petite et que J_s est forte, alors la particule ne contient qu'un seul domaine (SD). Sinon, on parle d'un grain multi-domaine (MD). Dans le cas où J_s est faible, la particule est SD au-dessus d'une taille limite, MD en-dessous. Le seuil critique de la taille du grain varie selon les matériaux. La rémanence d'un grain SD est très différente d'un grain MD pour une même composition. Souvent, un matériel à grains fins (SD si J_s fort, MD sinon) a une aimantation rémanente beaucoup plus forte que son homologue grossier. Ainsi, la magnétite SD (ou la pyrrhotite SD) est plus rémanente que celle MD, comme l'hématite MD par rapport à son équivalent SD (*Kletetschka et al., 2000a; Dunlop et Özdemir, 2001*).

Aimantation des roches

Généralement, les roches les plus aimantées sont les roches ignées basiques à ultra-basiques type basaltes, gabbros et péridotites. Cependant, en milieu continental, il arrive que les roches ignées acides (granite, etc...) soient les plus aimantées dans des zones non-volcaniques. Enfin, les roches métamorphiques et sédimentaires sont souvent moins aimantées.

Le minéral magnétique le plus commun sur Terre est la magnétite, pouvant facilement entrer dans la composition des roches ignées, sédimentaires ou métamorphiques. Plusieurs processus géologiques peuvent créer de la magnétite. Par exemple, un liquide silicaté riche en fer peut cristalliser de la magnétite SD par simple refroidissement (ATR). C'est ainsi que les basaltes océaniques contiennent beaucoup de magnétite dite "primaire". Si le liquide basaltique initial contient du titane, alors la titano-magnétite créée peut s'oxyder en titano-maghémite, ce qui diminue l'aimantation rémanente d'un facteur 3 en 20 Ma (*Bleil et Petersen, 1983*). Mais si le volcanisme a lieu toujours au même endroit, comme dans le cadre de "dyke" ou "sills", alors l'exsolution directe (Ti-

magnétite) ou indirecte (Ti-maghémite) de ces minéraux peut engendrer de la magnétite et de l'ilménite. Ces minéraux secondaires font augmenter l'aimantation de la roche. De même, l'altération hydrothermale (+ H₂O) peut créer de la magnétite secondaire à partir d'olivine ((Fe,Mg)₂Si₂O₄) ou pyroxène ((Fe,Mg)SiO₃). Cette ACR s'appelle la serpentinitisation, car ce phénomène métamorphique produit de la serpentine. Il a lieu en présence d'eau, à basse pression et moyenne à haute température. Il existe d'autres processus engendrant de la magnétite, comme la décomposition de sidérite (FeCO₃) en contexte carbonaté.

Un autre oxyde riche en titane, l'ilménite ((Fe)TiO₃), associé en lamelles avec d'autres minéraux magnétiques, est à l'origine de l'aimantation des granulites (roches ultrabasiques) des boucliers archéens en Scandinavie ou au Canada (*McEnroe et al.*, 2001).

Aimantation de la lithosphère terrestre

Pour une lithosphère océanique, l'aimantation rémanente des basaltes frais à l'axe d'une dorsale va être très forte, de l'ordre de 20 A/m. *Bleil et Petersen* (1983) ont montré que cette valeur pouvait diminuer très rapidement (20 Ma) jusqu'à 5 A/m à cause l'oxydation de la Ti-magnétite en Ti-maghémite (voir paragraphe précédent). De plus, les différentes inversions de l'axe du dipôle terrestre dans le passé ont engendré des anomalies magnétiques positives et négatives réparties de façon symétriques de part et d'autre d'une dorsale. C'est en fait en recherchant l'origine de cette répartition que *Vine et Matthews* (1963) en ont déduit ce mécanisme d'inversion. Cette corrélation des anomalies magnétiques marines avec les inversions est un outil de datation de la croûte océanique.

Enfin, la serpentinitisation va un peu ré-aimanter de façon rémanente la croûte au cours du temps. Ainsi, lorsque l'on s'éloigne dans une direction perpendiculaire à l'axe de la dorsale, l'aimantation va d'abord fortement diminuer, pour augmenter légèrement par la suite. Des travaux ont mis en évidence que la serpentinitisation provoque un décalage d'aimantation entre les parties inférieures et supérieures de cette croûte (*Dyment et al.*, 1997). La longueur d'onde des anomalies magnétiques marines détectées par satellite est inférieure à 2000 km, pour une amplitude de l'ordre de la dizaine de nanoTeslas, suivant l'altitude (*LaBrecque et Raymond*, 1985; *Toft et al.*, 1992; *Cohen et Achache*, 1994; *Dyment et Arkani-Hamed*, 1998a; *Purucker et Dyment*, 2000).

En domaine continental, la composante induite de l'aimantation est souvent dominante. C'est la variété des roches qui va influencer le signal magnétique mesuré. C'est à dire que les anomalies magnétiques vont largement refléter les contrastes de susceptibilité entre les régions (*Purucker et al.*, 2002). Cette variété se retrouve à toutes les longueurs d'onde.

Ainsi, lors d'une prospection sur le terrain, c'est sa partie superficielle qui va être étudiée : cavités, failles, différentes formations rocheuses, sur une échelle inférieure au kilomètre.

Lors de prospections aéromagnétiques, on caractérise les formations géologiques d'échelle régionale. En dehors des régions volcaniques, les intrusions granitiques, les roches métamorphiques type serpentinites sont souvent associées à des anomalies magnétiques intenses (de l'ordre de 50 nT à 3 km d'altitude). Encore une fois, les levés aéromagnétiques vont aussi révéler des informations géologiques invisibles en surface, ce qui améliorera ainsi la compréhension de l'histoire d'une région. Par exemple, l'anomalie du bassin parisien n'est liée à aucune structure ou couche géologique de surface (*Boyer et al.*, 1973; *Guillen et al.*, 1990). Cependant, c'est grâce à l'interprétation des données aéromagnétiques disponibles ainsi que des campagnes de forages que certains modèles ont pu être proposés (*Gerard et Weber*, 1971; *Autran et al.*, 1986; *Bayer et al.*, 1987; *Lorenz et al.*, 1987; *Pham et al.*, 2000).

À l'altitude du satellite, les anomalies principales sont concentrées au niveau des anciens cratons et des chaînes de montagne (Figure 1.5 ; *Antoine et Moyes*, 1992; *Rajaram et Langel*, 1992; *Toft et al.*, 1992).

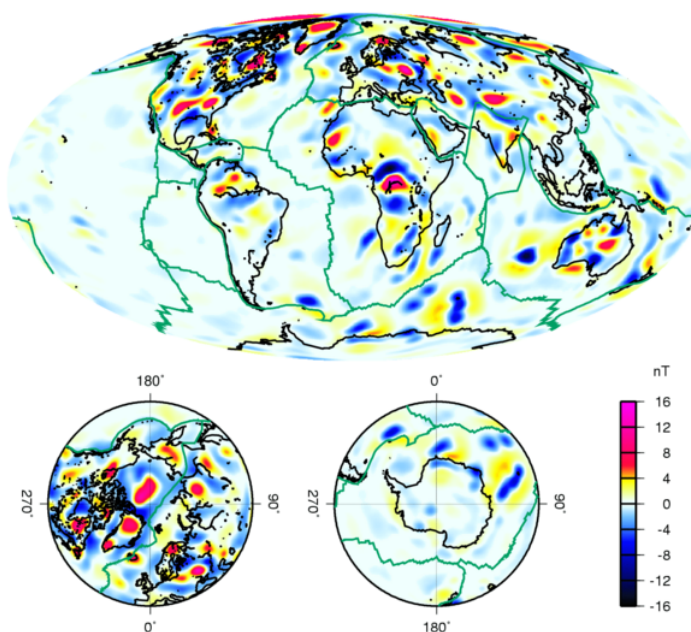


FIG. 1.5 – Le champ magnétique d'origine lithosphérique mesuré par le satellite CHAMP (*Maus et al.*, 2006).

Certaines anomalies peuvent atteindre quelques dizaines de nanoTeslas à 400 km d'altitude. C'est le cas de l'anomalie magnétique de Bangui (Afrique), dont l'interprétation

est toujours débattue (*Regan et al.*, 1975; *Regan et Marsh*, 1982; *Girdler et al.*, 1992).

De même, grâce aux données magnétiques, on peut estimer la profondeur de l'isotherme de Curie (*Vacquier et Affleck*, 1941; *Mayhew*, 1982, 1985), accéder à l'épaisseur de la croûte (*Purucker et Ishihara*, 2005), ainsi qu'estimer le flux de chaleur (*Fox Maule et al.*, 2005). Ceci contraint fortement les modèles thermiques, donc rhéologiques de la lithosphère à l'échelle d'une région (données aéromagnétiques) ou d'une grande province tectonique (données satellitaires).

1.4 Conclusions

Ce chapitre était consacré au géomagnétisme. Après quelques définitions, il rappelle les différents types de mesures magnétiques pour montrer leur capacité d'investigation pour l'étude du noyau, de l'environnement magnétique autour de la Terre et de l'aimantation de la lithosphère. Pour ce dernier aspect, les expériences de laboratoire sur l'aimantation et l'amélioration de la modélisation numérique en géophysique ont fortement contribué à la mise en valeur des mesures magnétiques.

Ainsi, le magnétomètre est aujourd'hui un instrument important lors de missions planétaires.

Le champ magnétique d'origine interne sur Mars n'a pu être étudié avec précision qu'à partir de 1997, lorsque la sonde MGS est entrée en orbite avec à son bord deux magnétomètres. Grâce aux observations et aux différentes missions consacrées à cette planète, beaucoup d'informations ont été recueillies, tant sur son évolution que sur son état actuel.

Chapitre 2

La planète Mars

Longtemps observée depuis la Terre, Mars a toujours fasciné les hommes. Depuis un demi-siècle environ, les sondes envoyées autour en orbite, ou encore les atterrisseurs, ont considérablement amélioré notre vision de cette planète. Mars nous est d'abord apparue comme une planète "morte" depuis très longtemps, presque inintéressante à étudier. Mais au fur et à mesure des données recueillies, les scientifiques ont commencé à comprendre l'intérêt d'étudier cette planète. En effet, les indices du début de l'histoire de la planète ont été conservés. Or, ces informations nous renseignent sur l'évolution précoce de notre planète. Toutefois, ces missions ont aussi révélé une activité récente de phénomènes glaciaires, volcaniques ou encore éoliens.

Après un historique de l'exploration martienne, nous présentons dans ce chapitre l'état des connaissances concernant cette planète. Nous discutons ensuite de son évolution telle que le monde scientifique la conçoit aujourd'hui, pour ensuite mettre en évidence les principales incompréhensions.

2.1 L'exploration martienne

De tout temps, Mars étonna les hommes qui observaient le ciel de la nuit à cause de sa couleur rouge visible à l'oeil nu, mais aussi du fait de sa trajectoire particulière (la planète donne parfois l'impression de reculer). Ainsi, les Grecs l'associèrent au dieu de la guerre, Arès, car elle était synonyme de destruction et désordre. Les Romains reprirent plus tard cette idée en l'appelant Mars, en référence à leur propre dieu de la guerre ([Raeburn et al., 2001](#)). Pour expliquer sa trajectoire, il fallut attendre le début du XVII^{ème} siècle, quand Kepler (1571-1630) décrivit les orbites elliptiques des planètes. Avec le développement et l'amélioration des systèmes optiques, on commença à observer la planète de façon plus précise au XIX-XX^{ème} siècle. Ainsi, Schiaparelli (1835-1910) crût y voir de gigantesques systèmes de chenaux naturels. Plus tard, Lowell (1855-1916) n'hésita pas à utiliser le

terme de "canaux martiens" d'origine artificielle. En 1941, des observations de Lyot (1897-1952) ont mis fin à la controverse.

Pendant la Guerre Froide entre 1960 et 1970, des sondes furent construites et lancées vers la planète. Les premières missions russes se soldèrent par des échecs jusqu'à la sonde Mars 2 (1971), qui arriva bien sur Mars, mais en s'écrasant sur le sol. Ceci constitua néanmoins un exploit par rapport aux Etats-Unis. En effet, à l'inverse des Russes, eux ne firent "que" survoler Mars avec les sondes Mariner 6 et 7, mais réussirent à placer Mariner 9 en orbite autour de Mars en 1971 pour prendre des photographies, des mesures gravimétriques et atmosphériques¹. Cependant, ils n'avaient pas encore touché le sol.

Ils comblèrent ce retard avec les missions Viking 1 et 2 en 1975, qui permirent de réaliser une cartographie de la planète et d'obtenir les premières images près de la surface, grâce à 2 atterrisseurs (*Snyder, 1979*). Ces derniers devaient poser des sismomètres à côté des modules d'atterrissage, mais ils ont échoué. Depuis, aucune mission de ce type n'a été lancée. Or, les données sismologiques - si les séismes martiens existent, et si ils sont assez forts - permettraient de fortement contraindre la structure interne de Mars.

À partir de 1980, peu de missions martiennes furent lancées, mis à part les sondes russes Phobos 1 et 2 (1988) pour étudier Mars et une de ses deux lunes, Phobos. Toutefois, elles se soldèrent par des échecs.

Après 1990, en moyenne une mission tous les deux ans sera envoyée. En effet, cela correspond au laps de temps nécessaire pour pouvoir lancer une sonde alors que la distance entre la Terre et Mars est minimum (6 mois environ). La première mission fût Mars Observer (USA, 1992), dont le contact fût malheureusement perdu au moment de son entrée en orbite autour de Mars. Cependant, les doubles des instruments furent en partie installés à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS), lancée le 7 novembre 1996. Cette mission est probablement la plus importante de l'histoire de la conquête de Mars, fournissant des informations précises sur la topographie, la composition ou encore la géomorphologie de la surface martienne (*Albee et al., 2001*). La découverte d'un champ magnétique rémanent constitua un des résultats les plus retentissants (voir paragraphe 3.1.2, *Acuña et al., 1998b*). La plupart des données considérées dans ce manuscrit provienne de MGS. Depuis le 2 novembre 2006, la sonde ne répond plus, sonnant la fin d'une mission couronnée de succès.

Lancée à la même période, Mars Pathfinder (USA) posa une mini-station sur le sol de Mars, mais surtout fit rouler un "rover" qui explora les alentours du site d'atterrissage. Au-delà de l'exploit, la composition des roches et du sol martien était accessible (*Golombek et al., 1997*). Dans le même temps, la sonde Mars 96 développée par la Russie échoua à quitter la Terre. Cependant, l'expérience de cette mission fût aussi reportée sur une autre

¹http://www.jpl.nasa.gov/news/fact_sheets/mariner.pdf

mission, européenne cette fois-ci : Mars Express. Entre temps, le Japon développa et lança une sonde appelée Nozomi, mais un problème l'obligea à allonger sa durée de trajet, qui se solda finalement par un échec. Après celui de Mars Observer, les Etats-Unis subirent deux échecs avec Mars Climate Orbiter et Mars Polar Lander en 1998-1999. En 2001, la mission Mars Odyssey (USA) arriva en orbite autour de Mars pour entre autre étudier la composition de sa surface, et notamment détecter l'hydrogène (*Boynton et al., 2002*). La fenêtre de tir de 2003 a ensuite permis à l'Europe d'envoyer la sonde Mars Express, principalement destinée à photographier sa surface avec précision, étudier sa composition minéralogique, et à identifier des structures sous-jacentes grâce à son antenne radar. À son bord était attaché le module d'atterrissage Beagle 2, qui s'est bien détaché mais dont le contact fût perdu. Il était destiné à détecter d'éventuelles molécules organiques à la surface de Mars. Toutefois, Mars Express, première sonde européenne en orbite autour d'une planète autre que la Terre, est un succès total, rapportant une grande quantité de données (voir paragraphe 2.2). La plupart de ses instruments fonctionne toujours en Novembre 2006. Parallèlement, les Etats-Unis lancèrent la mission Mars Exploration Rover destinée à poser et faire rouler sur Mars deux robots : Spirit et Opportunity. Ces missions ont elles-aussi été couronnées de succès, car les "rovers" roulent toujours, en Novembre 2006, à la surface de Mars, fournissant régulièrement des informations très intéressantes sur la composition des roches qu'ils rencontrent. Lors de la fenêtre 2005-2006, Mars Reconnaissance Orbiter (USA) a été placé avec succès en orbite autour de Mars pour étudier avec précision de futurs sites d'atterrissage de landers ou rovers, et pour détecter de l'eau en sub-surface².

Pour le futur, une mission assez importante est d'ores et déjà prévue pour 2010 : Mars Science Laboratory³. Côté européen, aucune mission n'est réellement prévue à l'heure actuelle (Novembre 2006), mais un vaste programme d'exploration en vue d'envoyer des hommes sur Mars et ailleurs est en place : Aurora⁴. Parmi les projets intégrant ce programme, il faut citer ExoMars, mission avec orbiteur et lander pour détecter des traces de vie ancienne ou actuelle, et Mars Sample Return, qui a pour but de faire revenir des échantillons de roches martiennes sur Terre.

L'un des thèmes principaux des missions préparées et envoyées actuellement est la découverte d'éventuelles traces de vie sur ou dans le sol de la planète. Ceci passe par trouver des preuves que l'eau liquide a pu couler ou coule en surface ou sub-surface. Par exemple, le site d'atterrissage de Spirit était soupçonné avoir gardé des traces de passage d'eau liquide.

²<http://mars.jpl.nasa.gov/mro/>

³<http://mars.jpl.nasa.gov/msl/>

⁴<http://www.esa.int/esaMI/Aurora/>

2.2 Mars aujourd'hui

Toutes ces missions ont permis d'établir une carte d'identité assez complète de Mars, avec surtout d'innombrables images à toutes les échelles. Dans une première partie, nous présentons ses principales caractéristiques. Puis, la structure interne de cette planète est décrite depuis la surface jusqu'au noyau, en intégrant les données géologiques, géochimiques et géophysiques disponibles.

2.2.1 Caractéristiques générales

Mars est la quatrième et dernière planète tellurique du Système Solaire en partant du Soleil. Elle se situe entre la Terre et la ceinture d'astéroïdes précédant Jupiter. La distance entre la Terre et Mars peut varier de 55 à 400 millions de kilomètres sur 13 mois environ. Les caractéristiques astronomiques et physiques de Mars sont comparées avec celles de la Terre dans le Tableau 2.1.

Le moment d'inertie de Mars (< 0.4) indique que cette planète est différenciée (*Longhi et al.*, 1992; *Folkner et al.*, 1997). *Stevenson* (2001) schématise sa structure interne par trois enveloppes : une croûte d'environ 40 km d'épaisseur, un manteau d'épaisseur entre 1850 et 2050 km, et un noyau métallique de rayon compris entre 1300 et 1500 km. Nous discuterons leur composition dans les parties suivantes.

Actuellement, les conditions moyennes de pression et température (voir Tableau 2.1) empêchent l'eau de rester stable à l'état liquide en surface. Cependant, il n'est pas impossible qu'elle puisse s'écouler très brièvement avant de s'évaporer, lorsque les conditions de température sont plus favorables (à l'équateur et suivant les saisons).

Il existe aussi un régime de vents pouvant être à l'origine de tempêtes de poussières, capables de recouvrir la majeure partie de la surface. Cette poussière est composée d'un mélange de grains de basalte et d'argile (*Pollack et al.*, 1977; *Toon et al.*, 1977; *Encrenaz*, 2001). Cependant, la couleur rouge de Mars est due à une fraction minoritaire d'oxydes de fer (magnétite).

2.2.2 Relief, géomorphologie et géologie de la surface

Le laser altimétrique MOLA⁵ à bord de Mars Global Surveyor (MGS) a permis d'établir une carte précise de la topographie de Mars, en prenant une altitude de référence correspondante à celle de la surface équipotentielle de rayon 3396 km (*Smith et al.*, 1999a). Cette carte est superposée à une carte de la surface sur la Figure 2.1. Elle permet d'introduire les caractéristiques géologiques principales de la planète. Nous illustrerons certaines

⁵Mars Orbiter Laser Altimeter

Paramètres	Mars	Terre
Demi-grand axe (UA)	1.523679	1.000001
Excentricité	0.0934	0.0167
Obliquité (°)	25.189	23.44
Inclinaison (°)	1.85	0.0
Durée du jour (h)	24.623	23.934
Période de révolution (j)	686.98	365.26
Température moyenne en surface (°C)	-60	15
Température maximale en surface (°C)	27	50
Température minimale en surface (°C)	-133	50
Pression moyenne en surface (mbar)	6.35	1014
Rayon moyen (km)	3389.5	6371
Rayon équatorial (km)	3396.2	6378
Rayon polaire (km)	3372.0	6356
Masse (10^{23} kg)	6.4	59.736
Gravité (à l'équateur) (m/s^2)	3.711	9.78
Densité moyenne (kg/m^3)	3933	5515
Moment d'inertie ($*MR^2$)	0.365	0.331
Atmosphère	CO ₂ (95.3 %)	N ₂ (78 %)
	N ₂ (2.7 %)	O ₂ (21 %)
	Ar (1.6 %)	Ar (1 %)
	O ₂ (0.1 %)	
Satellites	Phobos, Deimos	Lune

TAB. 2.1 – Caractéristiques générales de Mars, en comparaison avec la Terre. M et R correspondent à la masse et au rayon moyens.

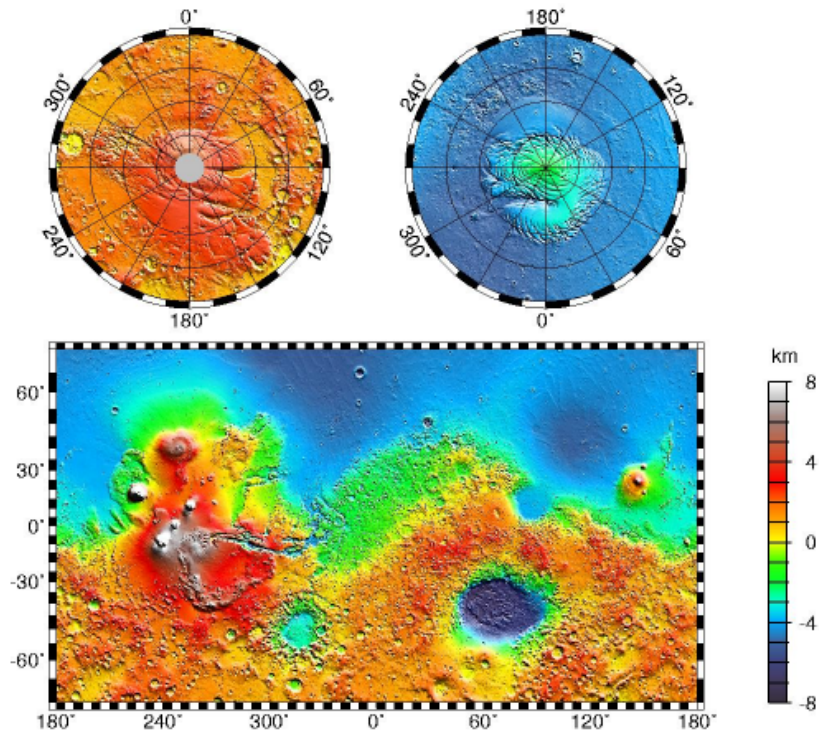


FIG. 2.1 – La topographie de Mars (*Smith et al., 1999a*).

structures du relief par des images récentes provenant de l'instrument High Resolution Stereographic Camera (HRSC) à bord de Mars Express.

La dichotomie martienne

La première chose que l'on remarque sur cette carte est la différence entre la surface de l'hémisphère Nord par rapport à l'hémisphère Sud. Cette "dichotomie martienne" correspond en fait à un cercle incliné de 35° par rapport à l'équateur, séparant les terrains élevés et cratérisés au sud, des plaines basses et lisses au nord. La dénivellation est en moyenne de 6 km. Son origine est encore largement débattue. Un impacteur géant a pu en être la cause (*Wilhelms et Squyres, 1984; Strom et al., 1992; Fortes, 2002*). Au contraire, *Sleep (1994)* argua que son origine était la signature d'une tectonique des plaques sur Mars. D'autres processus internes, comme l'érosion de la lithosphère par une cellule convective, ont été proposés pour expliquer la dichotomie martienne (*Zuber et al., 2000*).

La différence de densité (ou fréquence) des cratères entre les deux hémisphères indique que la surface du sud est plus ancienne que celle du nord. En effet, la fréquence (ainsi que le volume) des impacts de météores était beaucoup plus intense au début de l'histoire du système solaire, pendant la phase de bombardement météoritique (voir paragraphes 2.3.1 et 2.3.2). De plus, la surface du bassin de l'hémisphère Nord a probable-

ment été recouverte de coulées volcaniques récentes provenant de Tharsis. Récemment, [Guest et Smrekar \(2005\)](#) ont mis en évidence que cette dichotomie était probablement plus marquée dans le passé qu'aujourd'hui.

Le dôme de Tharsis et les volcans

Tharsis est une région surélevée ($h > 3$ km) à cheval sur la dichotomie, ce qui peut indiquer que sa mise en place est postérieure. Elle est marquée par plusieurs rides de volcans ou montagnes (Tableau 2.2). Cette région présente toutes les caractéristiques requises marquant un "point chaud" (comme l'archipel d'Hawaï sur Terre), mais son origine et son évolution reste cependant très débattue (voir paragraphe 2.3.2).

Volcans	Position	Hauteur (km)
<i>Tharsis</i>		
Olympus Mons	18°N, 225°E	> 21
Alba Patera	42°N, 252°E	> 6
Arsia Mons	8°S, 239°E	> 17
Pavonis Mons	0°N, 247°E	= 17
Ascraeus Mons	11°N, 244°E	> 18
<i>Autres</i>		
Elysium Mons	27°N, 155°E	> 15
Syrtis Major	12°N, 70°E	> 3
Tyrrhena Patera	22°S, 107°E	> 3
Apollinaris Patera	9°S, 174°E	> 3

TAB. 2.2 – Les principaux volcans martiens.

Tous ces édifices témoignent d'une activité volcanique intense dans le passé. Cependant, l'arrivée des images de l'instrument HRSC (High Resolution Stereographic Camera) installé à bord de MEX a permis de dater les caldeiras de ces volcans ([Neukum et al., 2004](#)) à moins de 2 millions d'années ! Autant dire que certains volcans pourraient en fait être simplement endormis. Jusqu'à aujourd'hui, aucune explosion ou coulée en mouvement n'a été observée sur Mars.

Le volcanisme de Mars est aussi exprimé en surface par des dikes, localisés dans les grabens radiaux autour de Tharsis ([Wilson et Head III, 2002](#); [Mège et al., 2003](#); [Goudy et Schultz, 2005](#)).

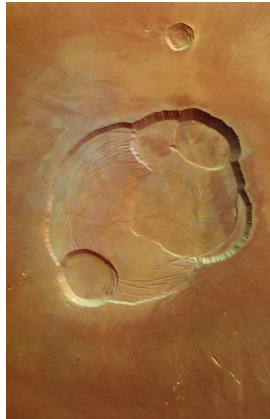


FIG. 2.2 – La caldeira d'Olympus Mons photographiée par HRSC (site web ESA : <http://www.esa.int/>).

Les bassins d'impact

De par sa profondeur (~ 9 km par rapport aux montagnes l'entourant) et son diamètre (2300 km), le bassin d'impact d'Hellas (40°S , 70°E) est l'une des principales anomalies de l'hémisphère Sud. Moins profond, le cratère d'Argyre (50°S , 320°E) est aussi très large ($d = 1000$ km). Parmi les milliers d'autres cratères actuelles visibles dans l'hémisphère sud, on peut signaler Newton (40°S , 205°E ; $d = 300$ km) et Copernicus (49°S , 191°E ; $d = 294$ km). Dans l'hémisphère nord, la plupart des cratères sont enfouis sous une couche de sédiments volcaniques postérieurs (*Frey et al.*, 2001, 2002; *Frey*, 2003). Néanmoins, deux bassins se distinguent sur la topographie : Isidis (17°N , 95°E) et Utopia (45°N , 100°E). Ce dernier pourrait correspondre à l'impact qui a créé la dichotomie martienne (*Wilhelms et Squyres*, 1984; *McGill*, 1989; *Fortes*, 2002). D'autres bassins d'impact sont parfois marqués de plusieurs anneaux visibles sur la topographie (*Schultz et al.*, 1982; *Schultz et Frey*, 1990; *Frey et al.*, 1999).

La morphologie des cratères martiens est contrôlée par la direction d'impact (Figure 2.3), mais aussi par la concentration en éléments volatiles de la sub-surface. Ainsi, le type "Rampart" correspond à des cratères à bords lobés, formés d'éjectas riches en volatiles (Figure 2.4; *Christensen et al.*, 2006). De plus, on observe un manque de petits cratères dans l'hémisphère sud par rapport à ce à quoi on s'attend pour une surface si vieille. Ceci indique que des processus d'érosion et de dépôts éoliens, fluviaux et glaciaires ont eu lieu à la même période (*Strom et al.*, 1992).

La densité et la taille des cratères permettent de déterminer l'âge de la surface martienne. Nous discutons de cette méthode dans le paragraphe 2.3.1.



FIG. 2.3 – Le cratère Butterfly (site web ESA). La trajectoire de l'impacteur avait une direction N140, en étant tangente à la surface de Mars.

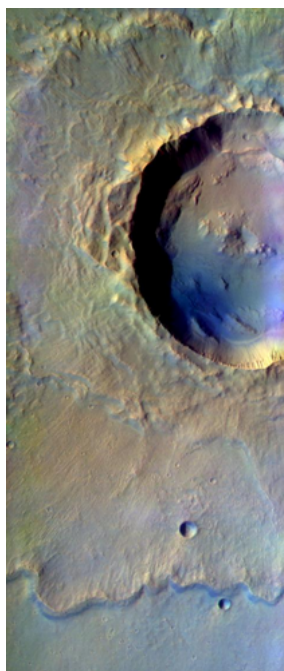


FIG. 2.4 – Un cratère de type "Rampart" (*Christensen et al., 2006*).

Les canyons et structures tectoniques

Mars est aussi connue pour son système de canyons équatorial : Valles Marineris (5°S, 300°E). D'ouest en est, il mesure près de 4000 km de long, d'une largeur parfois supérieure à 600 km et profond de 8 à 10 km. Il est lui-même divisé en sous-canyons : les "Chasma". Valles Marineris se serait probablement formée par extension lithosphérique parallèlement à la mise en place du dôme de Tharsis ([Lucchitta et al., 1992](#)).

Dans la même région, on peut signaler des sortes de chenaux paraissant se déverser au nord dans la dépression de Chryse Planitia (30°N, 320°E). Localement, de nombreux grabens et failles se regroupent souvent de façon concentrique autour des centres volcaniques de Syria Planum (13°S, 256°E), Alba Patera et les volcans de Tharsis. Ceci témoigne d'une extension lithosphérique importante dans ces régions, en réponse à la contrainte verticale imposée par Tharsis. Ces dépressions peuvent être comparées aux rifts terrestres par certains aspects ([Hauber et Kronberg, 2005](#)), et sont souvent accompagnées de dikes.

Les plis de rampe ("wrinkle ridges") sont les seules structures de compression. Ils sont assez denses dans la région de Lunae Planum (10°N, 294°E), au nord de Valles Marineris, mais inexistantes sur le dôme de Tharsis. Ne recoupant pas les grabens de Valles Marineris, ces structures paraissent antérieures à l'extension lithosphérique de cette région ([Lucchitta et al., 1992](#)).

Les calottes polaires

Surplombant les plaines du nord et les "highlands" du sud d'environ 3 km, les calottes polaires Nord et Sud sont des éléments majeurs du relief martien (Figure 2.1). L'extension de la calotte Sud est plus importante que celle du Nord, indiquant des volumes de glaces différents (2 à 3 millions de km³ au sud contre 1.5 au nord ; [Smith et al., 1999a](#)). Des dépressions s'organisent en spirales larges d'environ 10 km, et espacées de 50 km autour des sommets topographiques de ces régions. L'érosion éolienne et solaire affecte les pentes tournées vers l'équateur, et engendre des dépôts dans le creux et les pentes tournées vers les pôles ([Thomas et al., 1992](#)).

La surface des terrains polaires est très lisse : elle correspond à des dépôts récents, probablement renouvelés chaque année. Nous discutons de leurs compositions dans le prochain paragraphe 2.2.3.

Conclusions préliminaires sur le relief martien

Ces simples observations du relief montrent qu'il n'y a pas de tectonique des plaques comme sur Terre, car aucune ride volcanique telles que les dorsales océaniques sur Terre, n'est visible. Quelques structures compressives (chaînes de montagnes) sont visibles,

mais ne permettent pas de conclure à des structures associées à des zones de subduction. En revanche, il existe un plateau volcanique d'échelle semi-planétaire, Tharsis, comparable aux grandes provinces volcaniques terrestres, ou aux points chauds tels qu'Hawaï.

2.2.3 La composition de la surface

Avant les missions récentes comme MGS ou MEX, les seules données concernant la composition de la surface provenaient de landers Viking pour des mesures locales, des sondes pour quelques mesures en orbite, ainsi que des observations depuis la Terre (voir [Soderblom \(1992\)](#) pour une synthèse). La signature spectrale de Mars indique la présence de quelques pourcents d'eau en sub-surface, de clinopyroxènes ferriques à calciques, d'orthopyroxènes.

La couleur rouge est due à la présence d'oxydes de fer, mais aucune fenêtre d'absorption significative leur correspondant n'a été observée. Ceci indique qu'ils ne forment qu'une fine couche à la surface de Mars, peut-être composée de grains fins d'hématite. Des argiles magnésiens ou ferriques ont aussi été proposés pour expliquer d'autres fenêtres d'absorption, ainsi que des carbonates et sulfates, localement.

Les données acquises sur les deux sites Viking indiquent la présence de minéraux silicatés accompagnant les basaltes (palagonites, smectites), d'oxydes et d'hydroxydes de fer, ainsi que d'autres minéraux d'environnements salés, ou encore des carbonates ([Banin et al., 1992](#)).

L'albédo reflète les différences de composition et de rugosité du sol martien (Figure 2.5). Les régions brillantes, plutôt situées dans l'hémisphère nord, correspondent à du matériel poussiéreux à grains fins, probablement soulevé lors des tempêtes. Les régions sombres correspondent à des champs de dunes, de rubans de sable, ainsi qu'à des affleurements rocheux ou leurs dérivés grossiers d'altération.

Les missions Mariner 7 et Viking ont révélé que la calotte polaire Nord était constituée de glace d'eau, alors que celle du sud était constituée de glace de CO_2 ([Jakosky et Haberle, 1992](#); [James et al., 1992](#); [Soderblom, 1992](#); [Thomas et al., 1992](#)).

L'apport des météorites martiennes

Les analyses isotopiques de bulles de gaz conservées dans certaines météorites ont révélé qu'elles provenaient de Mars (composition similaire à l'atmosphère ambiante autour des sites Viking).

Elles se rassemblent en trois catégories, correspondant aux trois premières météorites découvertes, de type achondritique : Shergottite, Nakhlite et Chassigny (SNC; [Nyquist et al., 2001](#)). L'âge du protolithe est toujours inférieur à 2 Ga. Elles révèlent d'import-

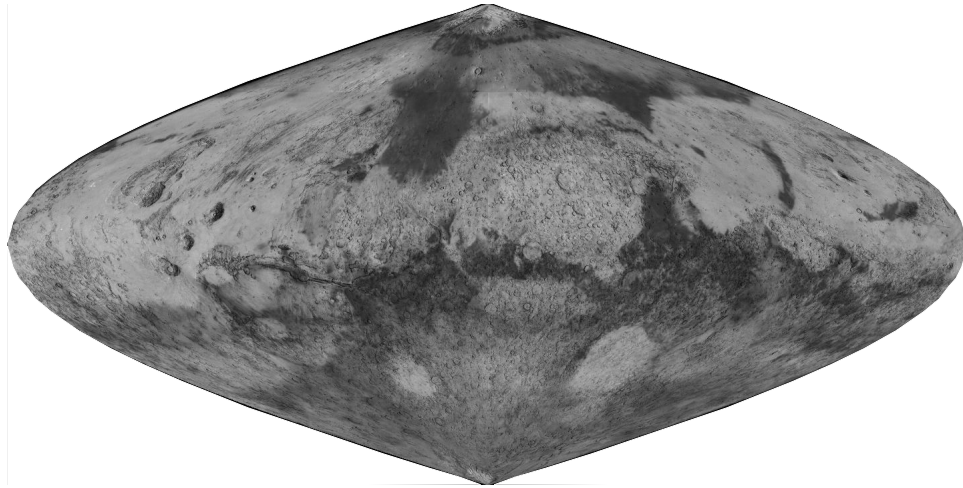


FIG. 2.5 – Carte de l'albédo de Mars révélée lors de la mission Viking (site web NASA : <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/>).

tantes informations sur la composition actuelle (au sens géologique du terme) des roches martiennes de surface (par exemple, des coulées de lave pour les Shergottites), mais aussi de magmas formés plus en profondeur. Ainsi, ces météorites ressemblent beaucoup aux basaltes et roches ultramafiques terrestres. Les Shergottites (type basaltique) sont composées de pyroxènes, de plagioclase et de titanomagnétite. L'olivine est présente de façon majoritaire dans la météorite ALHA 77005, avec un peu de chromite. Les Nakhrites sont composées de clinopyroxènes et d'olivine. Enfin, la météorite Chassigny est dunitique, c'est à dire majoritairement composée d'olivine. Ces deux dernières classes de météorites possèdent donc un caractère ultrabasique, indiquant des magmas "parents" d'une composition quasi-équivalente à celle du manteau (*Banin et al., 1992*). Leur rapport Fe/Mg est plus élevé que celui des roches ultrabasiques terrestres. De même, elles sont plus riches en éléments volatiles et en phosphore. Toutes ces propriétés reflètent donc la composition supposée de magmas de source mantellique.

Enfin, la seule météorite différente des SNC est une orthopyroxénite âgée de 4.5 Ga : ALH84001. Elle est exceptionnelle, car elle possède une aimantation rémanente stable portée par la magnétite et la pyrrhotite (*Weiss et al., 2002*). Ceci indique qu'un champ magnétique intense pouvait exister à cette époque.

L'apport des missions récentes

Pathfinder L'analyse des roches du site Pathfinder a révélé une composition de type basaltique à andésitique. Un fort taux de silicates a été mesuré, démontrant que ces roches sont assez différenciées, au contraire de la plupart des météorites martiennes (voir paragraphe précédent ; *Golombek et al., 1997*; *Rieder et al., 1997*).

MGS : TES Une des principales découvertes de la mission MGS a été faite par son Spectromètre à Emission Thermique (TES) au niveau des régions sombres (avec moins de poussières). Il a en effet révélé que la dichotomie martienne était aussi une dichotomie en terme de minéralogie : la surface de l'hémisphère Nord semble avoir, en moyenne, une composition andésitique, alors que l'hémisphère Sud semble plus proche d'une composition basaltique (Figure 2.6 ; [Bandfiel et al., 2000](#)). La différence entre ces deux roches est le degré de différenciation du magma "parent". L'andésite témoigne en effet d'un magma plus riche en eau, ou alors d'une cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique. Elle est surtout présente dans les zones de subduction sur Terre. Or, sur Mars, aucune structure géologique de surface ne permet de conclure à la présence de zones de subduction.

La méthode utilisée pour obtenir ces résultats est aujourd'hui beaucoup critiquée. De plus, l'altération de l'eau (liquide) sur les basaltes peut engendrer un signal spectral équivalent à celui des andésites.

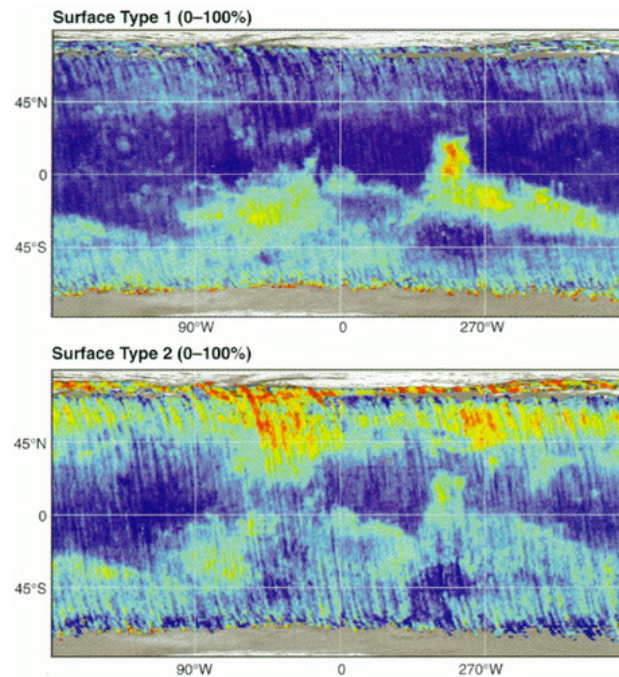


FIG. 2.6 – Carte de la répartition minéralogique de Mars, vue par TES ([Bandfiel et al., 2000](#)). La surface de type 1 correspond à une composition basaltique, alors que celle de type 2 à une composition plus andésitique.

Odyssey : GRS L'eau est donc un élément important altérant la surface de Mars. La sonde Odyssey, avec son Spectromètre à Rayons Gamma (GRS), a récemment mis en évidence la présence d'hydrogène en sub-surface (sur 80 cm) dans les régions de latitude

supérieure à 60° (*Boynton et al.*, 2002; *Mitrofanov et al.*, 2002). Les auteurs en déduisent que la glace riche en eau pourrait composer environ 35 (+-15) % du matériel de subsurface, soit une réservoir gigantesque.

MEX : OMEGA À l'aide de son spectro-imageur infrarouge OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité), MEX a pu établir une carte précise de la composition de la surface martienne. La résolution atteint parfois 500 m ! En 2006, la couverture de la planète par cet instrument avec une résolution spatiale moyenne inférieure à 5 km dépasse 90 %. OMEGA mesure pour chaque pixel la réflectance du sol suivant 352 canaux de longueur d'onde plutôt infrarouge (0.35 à 5.1 μm ; *Bibring et al.*, 2006). Le travail des scientifiques est de modéliser les signaux spectraux en utilisant des spectres connus correspondant à différentes compositions de sol, à partir d'une combinaison linéaire de constituants purs (*Combe*, 2005). Ce type de combinaison n'est valable que pour les analyses de surface, au contraire de l'analyse des roches, qui demande des modèles non-linéaires.

En 2004, OMEGA a directement observé de la glace d'eau pérenne au niveau de la calotte polaire sud (*Bibring et al.*, 2004). De même, il a permis de confirmer que la surface de Mars est composée de pyroxènes plutôt riches en fer et d'olivine en affleurements locaux, soit une composition de type basaltique, sans les plagioclases qui sont invisibles pour OMEGA. La Figure 2.7 montre la proportion des clinopyroxènes (Cpx), des orthopyroxènes (Opx) et de l'olivine (Ol) du sol martien. Les Cpx semblent se concentrer exclusivement au niveau de la surface de l'hémisphère sud, tandis que les Opx ont une répartition plus homogène, peut-être plus abondante au niveau de coulées de lave récentes. L'olivine est associée aux pyroxènes, mais domine dans des régions très localisées, comme certains cratères. Elle a aussi été détectée au niveau de Nili Fossae (22°N, 280°E) par l'instrument TES de MGS (*Hoefen et al.*, 2003).

Les régions peu riches en pyroxènes, comme dans la plupart de l'hémisphère nord, sont recouvertes de minéraux altérés. Ce sont des oxydes de fer à grain fin (hématite ou maghémite). Des phyllosilicates ont été repérés à certains endroits. Ces minéraux pourraient résulter de l'action de l'eau. On s'attendait par exemple à en trouver dans les vallées ou canyons martiens. Or, ils sont plutôt présents sur les flancs érodés de ces vallées ou sur les plateaux environnants. En fait, des coulées de lave postérieure empruntant ces vallées de débâcle ont pu recouvrir ces argiles. OMEGA a aussi révélé la présence de dépôts stratifiés de sulfates au niveau de régions équatoriales comme Valles Marineris. Ceci indique que des lacs acides et riches en eau salée ont eu le temps de déposer ces sulfates. Enfin, OMEGA n'a trouvé aucune trace d'éventuels carbonates.

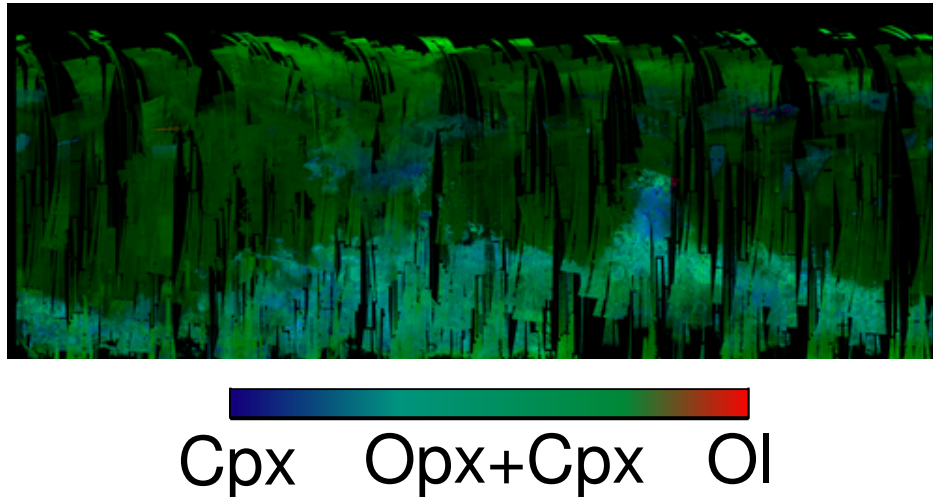


FIG. 2.7 – Carte minéralogique de Mars, vu par OMEGA, en fonction de l'abondance des clinopyroxènes (bleu), orthopyroxènes (vert) et de l'olivine (rouge) (S. LeMouélic, comm. pers., 2005).

Spirit et Opportunity Parallèlement à MEX, les rovers Spirit et Opportunity ont pu apporter une "vérité terrain" à ces découvertes. Les analyses des roches que Spirit a rencontré au cours de son chemin dans le cratère Gusev (15°S, 175°E) ont révélé des compositions de basalte riche en olivine, en pyroxènes et oxydes de fer, provenant de roches en place ou d'éjectas d'impacts voisins ([McSween et al., 2006](#); [Morris et al., 2006](#); [Squyres et al., 2006](#)). Cette composition rejoint celle des météorites martiennes du type Shergottite (voir paragraphe 2.2.3). Ceci indique un magma "parent" provenant de la fusion en profondeur d'un manteau peu évolué et qui n'est pas resté longtemps dans une chambre magmatique ([McSween et al., 2006](#)). Les spectres IR effectués par les rovers martiens sur le sol sont similaires à ceux effectués en orbite depuis MEX pour les pixels correspondants aux sites des rovers. Seuls ceux effectués sur les roches environnantes diffèrent : ceci peut s'expliquer par le fait que la résolution moyenne d'OMEGA (0.3 à 4 km ; [Bibring et al., 2006](#)) ne permet d'observer qu'une composition globale du pixel. Or, les roches affleurantes sont peu abondantes, donc le spectre ne correspondra qu'au sol martien, à l'inverse des rovers. En moyenne, les sols de Gusev et Meridiani (2°S, 364°E), les sites d'atterrissage respectifs de Spirit et Opportunity, ont une composition minéralogique et élémentaire similaire, reflétant une origine commune ([Yen et al., 2005](#)). L'état d'oxydation du sol et des roches de Gusev est faible, ce qui indique une altération aqueuse limitée. L'atmosphère actuelle peu riche en eau suffit pour expliquer cette faible altération ([Haskin et al., 2005](#)).

MEX : MARSIS Enfin, le radar MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding) de la sonde MEX n'a pu être déployé qu'en 2005. Cet instrument a pour objectif d'identifier des structures de sub-surface, comme des couches d'aquifères, par exemple. Ce radar a directement observé des structures s'apparentant à des cratères enfouis au niveau de Chryse Planitia dans l'hémisphère Nord (*Picardi et al., 2005*). Les auteurs pensent aussi que du matériel riche en glace d'eau forme une épaisse couche dans cette sub-surface. D'autres observations sur la calotte polaire Nord montrent qu'une couche d'1 km d'épaisseur composée de glace d'eau recouvre le régolithe basaltique.

Conclusions sur la surface martienne

Toutes ces données permettent de conclure que la surface de Mars est composée de matériaux basaltiques riches en fer, plus ou moins altérés en oxydes de fer. L'action de l'eau en surface et/ou sub-surface semble avoir été et est toujours un élément important de cette altération.

2.2.4 La croûte martienne

La composition basaltique de la surface martienne reflète celle de la croûte actuelle : plagioclases, pyroxènes et olivine en proportions variées, accompagnés d'oxydes de fer, de sulfates, sans oublier l'eau sous forme liquide ou de glace.

Les données géophysiques permettent alors d'étudier sa structure en profondeur.

Les premiers modèles

Les premières données gravimétriques proviennent des missions Mariner et Viking (*Balmino et al., 1982*). Grâce à elles, on a pu déterminer que la topographie était en partie compensée par une croûte de faible densité et d'épaisseur variable (*Schubert et al., 1992*). Suivant la valeur de densité choisie dans les modèles, les estimations de l'épaisseur de la croûte martienne pouvaient varier entre quelques kilomètres à plus de 130 km dans l'hémisphère Sud (*Bills et Ferrari, 1978*). *Willemann et Turcotte (1982)* ont calculé que la croûte sous Tharsis était épaisse de 40 à 70 km, pour une lithosphère de 110 à 260 km d'épaisseur. *Zharkov et al. (1992)* prédisaient aussi une croûte très épaisse, de l'ordre de 150-200 km, limitée par la transition de phase Gabbro/Éclogite. Le modèle de *Mocquet et al. (1996)* indique une lithosphère thermique épaisse de 300 km. Suivant les paramètres considérés, la densité de la croûte peut varier entre 2600 et 3200 kg/m³ (*Sohl et Spohn, 1997*). *Babeyko et Zharkov (2000)* estiment qu'elle pouvait atteindre une valeur de 3450-3500 kg/m³ à 150 km de profondeur.

Les anomalies gravimétriques martiennes après MGS

Cependant, ces estimations dépendent de la résolution des données gravimétriques. Or, les ressources informatiques de l'époque ainsi que la forte excentricité des orbites des sondes Mariner et Viking ne permettaient pas d'obtenir une résolution spatiale plus grande que 600 km (degré 18). [Yuan et al. \(2001\)](#) ont intégré les données des missions Mariner, Viking avec celles de MGS. Ceci leur a permis d'établir une carte complète de l'aréoïde (équivalent du géoïde terrestre pour Mars) jusqu'au degré 60 (170 km), par rapport à un ellipsoïde de référence (Figure 2.8). On peut signaler que d'autres modèles ont été publiés par [Smith et al. \(1999b\)](#), [Lemoine et al. \(2001\)](#) et [Konopliv et al. \(2006\)](#). Ces derniers auteurs intègrent les données fournies par la sonde Odyssey, pour un modèle très robuste jusqu'au degré 70. Les anomalies principales ont des amplitudes à peu près similaires par rapport au modèle de [Yuan et al. \(2001\)](#).

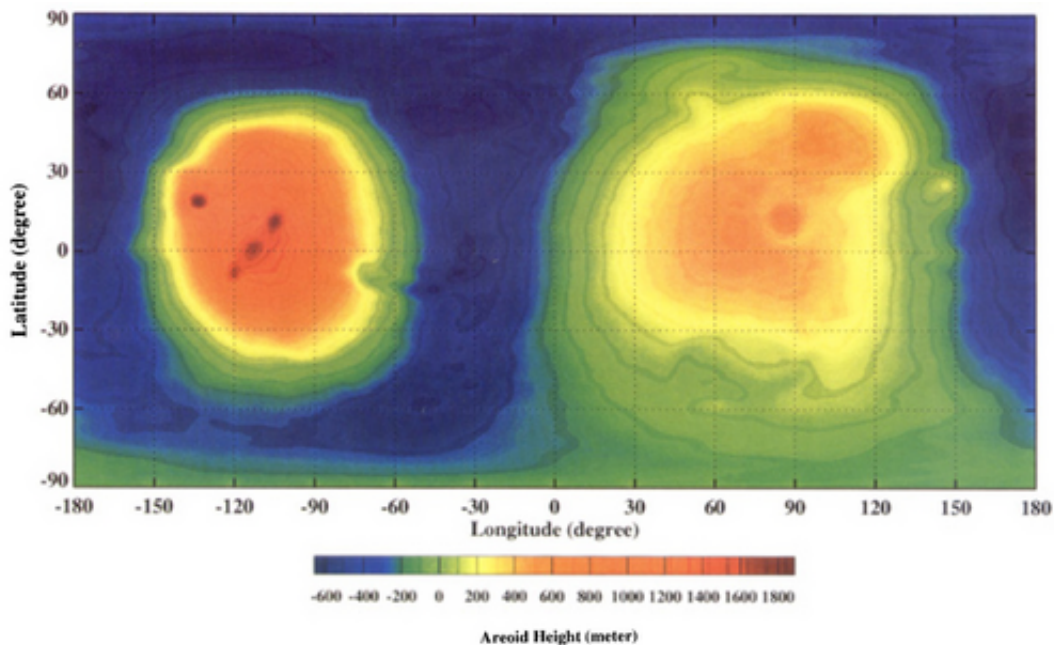


FIG. 2.8 – Hauteur de l'aréoïde ([Yuan et al., 2001](#)).

La carte de cette Figure 2.8 met en évidence deux anomalies de grande longueur d'onde centrées au niveau de Tharsis et d'Isidis (ou Utopia) Planitia. Ceci confirme que Tharsis est le principal édifice crustal qui contrôle l'équilibre hydrostatique de la planète.

La carte de l'anomalie à l'air libre permet de distinguer plusieurs anomalies gravimétriques significatives, de faible longueur d'onde (Figure 2.9). De fortes anomalies positives sont associées aux grands volcans de Tharsis et à ceux d'Elysium et d'Apollinaris Patera (voir Tableau 2.3). Au contraire, Alba Patera ne présente qu'une faible anomalie positive, peu visible. Un signal négatif entoure parfois les anomalies. Ces caractéristiques

Édifice	Position	Anomalie à l'air libre (mgal)
<i>Volcans</i>		
Olympus Mons	(18°N, 226°E)	2868
Ascraeus Mons	(11°N, 256°E)	1684
Pavonis Mons	(1°N, 247°E)	1094
Arsia Mons	(9°S, 240°E)	1590
Alba Patera	(41°N, 248°E)	438
Elysium Mons	(25°N, 146°E)	778
Apollinaris Patera	(9°S, 174°E)	235
<i>Canyons</i>		
Valles Marineris	(10-18°S, 260-330°E)	-402
<i>Bassins d'impact d'échelle régionale</i>		
Utopia Planitia	(49°N, 94°E)	268
Isidis Planitia	(12°N, 85°E)	417
Hellas	(40°S, 71°E)	57
Argyre	(50°S, 316°E)	160
<i>Bassins d'impact d'échelle locale</i>		
Lyot	(50°S, 29°E)	-132
Newton	(41°S, 201°E)	-183
Schiaparelli	(5°S, 17°E)	-18

TAB. 2.3 – Les principales anomalies gravimétriques martiennes (d'après [Yuan et al., 2001](#)).

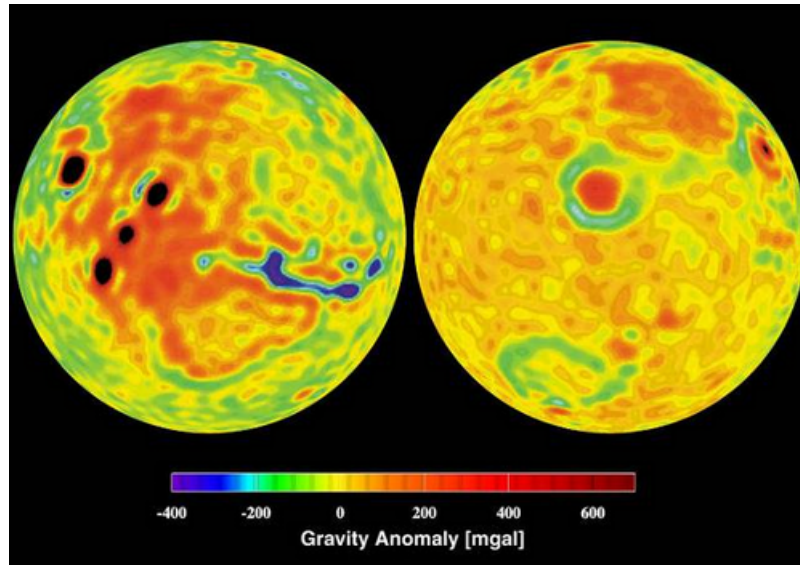


FIG. 2.9 – Anomalie à l'air libre de Mars ([Yuan et al., 2001](#)).

reflètent une épaisse lithosphère élastique qui se flexure à ces endroits, avec peu de compensation ([Yuan et al., 2001](#)).

Les bassins d'Hellas et Argyre ont une anomalie centrale positive mais relativement faible (surtout Hellas), avec un anneau négatif. Ceci indique que ces cratères ont été partiellement compensés.

La dichotomie martienne n'est pas visible sur une partie de la carte, à l'est de Tharsis. L'hémisphère nord présente des anomalies locales plus ou moins arrondies, ce qui suppose la présence de cratères sous une épaisse couche de sédiments. Ainsi, la croûte du nord semble similaire, au moins en âge, à celle du sud. Dans cet hémisphère sud, les vieux cratères sont souvent compensés, au contraire des plus jeunes ([Yuan et al., 2001](#)). Ceci montre que l'on peut utiliser les informations de la gravimétrie pour estimer l'âge relatif des cratères. Enfin, aucune anomalie significative de l'hémisphère nord ne peut être associée à un vaste bassin creusé par un impact à l'origine de la dichotomie. Si cet impact a eu lieu, alors sa signature a été compensée postérieurement ([Smith et al., 1999b](#)).

Épaisseur de la croûte martienne

Le modèle de [Zuber et al. \(2000\)](#) (Figure 2.10) considère une densité crustale et mantellique respectivement de 2900 et 3500 kg/m³. L'épaisseur moyenne de la croûte est de 50 km. Cette carte est fortement corrélée à celle de la topographie. Ainsi, la dichotomie topographique est aussi une dichotomie d'épaisseur crustale, avec une décroissance d'environ 30 km de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord contre 5 km de décroissance topographique. Néanmoins, la corrélation n'est pas parfaite, notamment au niveau d'Ara-

bia Terra (20°N, 10°E). Cette région serait un affleurement régional de la surface enfouie sous les couches récentes de l'hémisphère nord ([Zuber, 2001](#)). La croûte sous Tharsis est la plus épaisse de Mars, jusqu'à plus de 80 km. Cependant, Olympus Mons est situé dans une région où la croûte est moins épaisse (50 km), au contraire de celle d'Alba Patera. Ces variations reflètent probablement des différences de composition magmatique, de propriétés éruptives et de structure de la lithosphère au cours du temps.

Parmi les zones où la croûte est amincie, on peut noter Valles Marineris, ce qui confirme qu'une forte extension lithosphérique a eu lieu en réponse à Tharsis. Les bassins d'Hellas, Argyre, Isidis, Utopia et Amazonia Planitia sont aussi associés à une croûte très peu épaisse, jusqu'à moins de 10 km pour Hellas ! Ceci est la conséquence de l'excavation et du rebond mantellique associés à ces impacts.

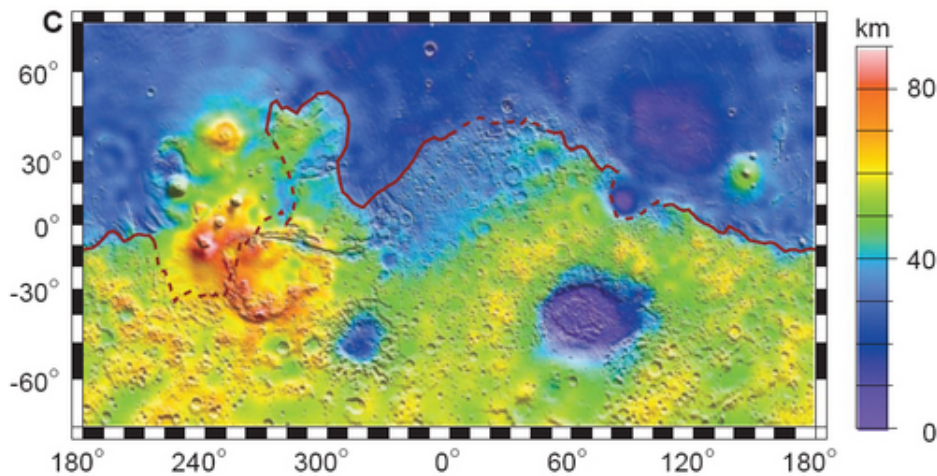


FIG. 2.10 – Épaisseur de la croûte martienne, suivant le modèle de [Zuber et al. \(2000\)](#).

Aréotherme

À partir de l'épaisseur de la lithosphère élastique⁶, on peut dériver les valeurs d'intensité du gradient thermique et du flux de chaleur de la croûte martienne. Ainsi, [Arkani-Hamed \(2000\)](#) a estimé un gradient "aréothermique" de 4 à 12 K/km, avec une zone profonde de découplage entre la croûte et le manteau si le gradient est supérieur à 8 K/km. Au niveau de Tharsis, il trouve un gradient de 9 K/km pour une lithosphère élastique de 80 km d'épaisseur. Celle-ci est alors capable de supporter de lourds édifices comme Olympus Mons, sans compensation, ce qui rejoint les observations gravimétriques (voir

⁶profondeur d'un isotherme en-dessous duquel la lithosphère ne peut supporter de lourds édifices topographiques

plus haut et Tableau 2.3). Localement, [Grott et al. \(2005\)](#) ont estimé un flux de chaleur de 54 à 66 mW/m² au niveau du rift de Coracis Fossae (38°S, 272°E), en utilisant une valeur de conductivité thermique égale à 2 W/m/K.

A l'échelle globale, certaines études ont mis en évidence une croûte avec un fort gradient thermique lorsque la surface est vieille : environ 30 K/km pour un flux de chaleur de 60 mW/m² (Figure 2.11 ; [Zuber et al., 2000](#); [McGovern et al., 2002](#)). Au contraire, les zones plus jeunes comme les chasma de Valles Marineris ou les volcans de Tharsis présentent de faibles gradients thermiques et flux de chaleur.

Ces observations permettent de conclure que le refroidissement de la lithosphère précoce de Mars a été suffisamment rapide pour empêcher le fluage ductile de la croûte inférieure ([McGovern et al., 2002](#)). Cette idée est cohérente avec les modèles d'évolution thermique de la planète (voir plus loin au paragraphe 2.3). Par exemple, le modèle de [Sohl et Spohn \(1997\)](#) indique un flux de chaleur en surface équivalent à 25-30 mW/m² (voir aussi [Stevenson et al., 1983](#); [Mocquet et al., 1996](#)).

Conclusions sur la croûte martienne

En conclusion, la croûte martienne est épaisse (~ 50 km). Les variations locales reflètent différents épisodes d'origine interne (magmatisme) ou externe (impacts). La dichotomie topographique se corrèle partiellement à une dichotomie d'épaisseur crustale et de flux de chaleur. La composition moyenne des météorites SNC et de la surface indique une croûte relativement primitive, de type basaltique.

La lithosphère est aussi très épaisse (parfois supérieure à 150 km), formant un couvercle conducteur conséquent empêchant toute tectonique des plaques. Ce couvercle est d'ailleurs assez conséquent pour supporter des lourds édifices géologiques tels que les grands volcans.

2.2.5 Le manteau et le noyau de Mars

À l'heure actuelle, aucune donnée sismologique n'est disponible pour contraindre la structure interne de Mars (voir paragraphe 2.1). Néanmoins, à partir des mesures du moment d'inertie, de la taille, de l'accélération de la pesanteur, du champ magnétique, et des paramètres astronomiques de Mars, des modèles peuvent être établis. Par exemple, les mesures magnétiques ont permis de découvrir qu'aucune dynamo n'existe sur Mars aujourd'hui ([Acuña et al., 1999](#)), ce qui contraint l'état et la structure du noyau (voir paragraphe 3.1.2). L'étude géochimique des météorites et les expériences thermodynamiques en laboratoire apportent d'autres contraintes, notamment sur la composition du manteau. Les modèles de l'intérieur de Mars varient donc en fonction des contraintes considérées

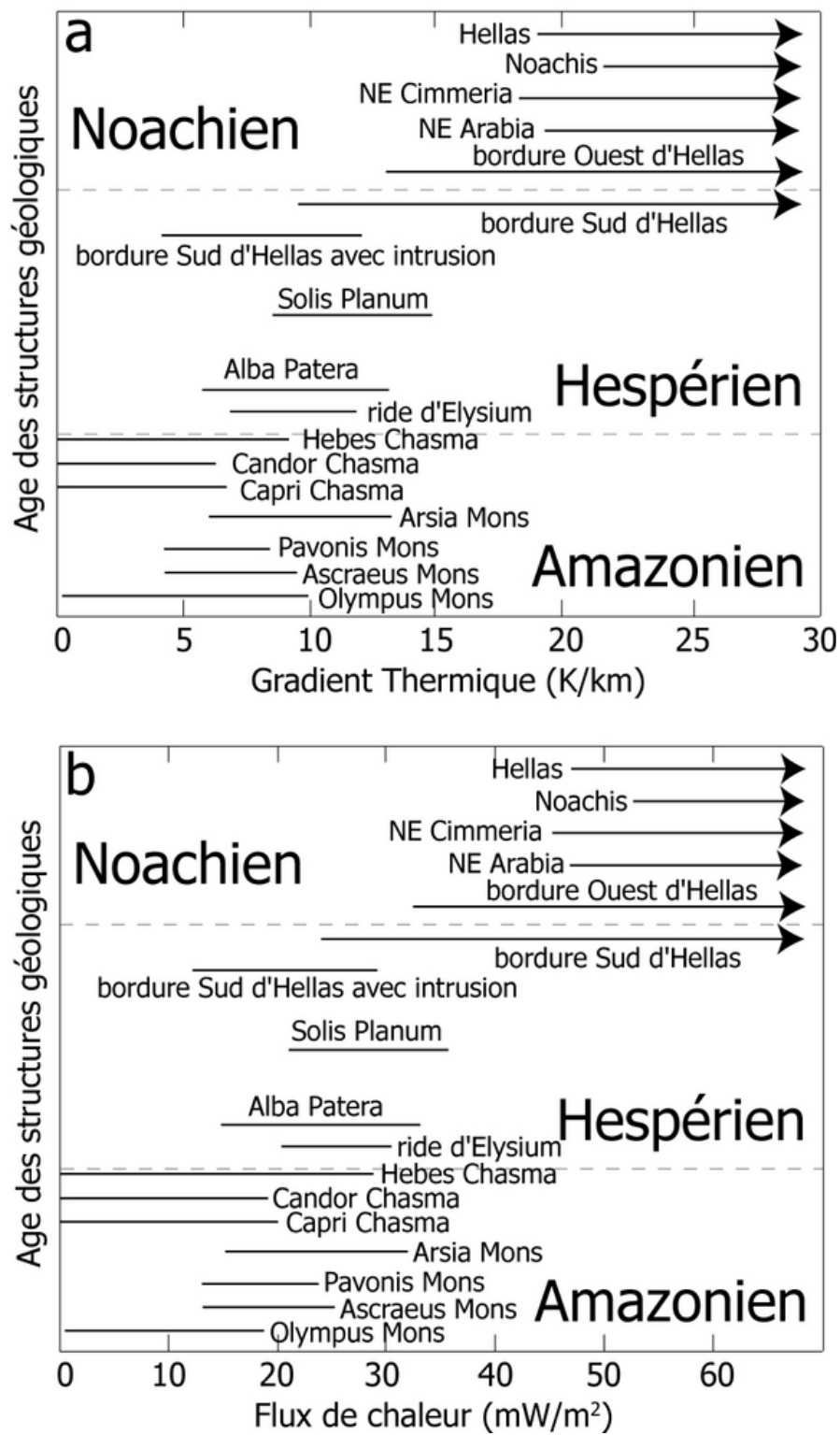


FIG. 2.11 – Estimations du gradient thermique (a) et du flux de chaleur (b) en fonction de l'âge pour plusieurs régions de Mars (d'après [McGovern et al., 2002](#)).

(*Verhoeven et al.*, 2005). Ainsi, *Mocquet et al.* (1996) ont mis en évidence l'importance du contenu en fer de la planète. *Sohl et Spohn* (1997) ont proposé un modèle satisfaisant la valeur du moment d'inertie (0.365 selon *Kaula*, 1979), en partant d'une composition chimique type SNC (voir aussi *Sohl et al.*, 2005), alors que *Sanloup et al.* (1999) ont considéré une composition de type chondrite H et EH.

Bertka et Fei (1997), eux, ont plutôt essayé de reproduire le profil de densité pour expliquer la masse et le moment d'inertie de Mars. Les variations de densité à l'intérieur de Mars sont en fait contrôlées par le rapport Fe/Si, estimé à 1.6 par *Zharkov et Gudkova* (2000), 1.7 à 1.8 par *Sohl et al.* (2005).

Le manteau

La composition commune à tous ces modèles du manteau martien est 50 % d'olivine, 30 % d'orthopyroxènes, 20 % de clinopyroxènes, et des plagioclases alumineux minoritaires. Le fer y est abondant. Du fait de l'augmentation des conditions thermodynamiques en allant vers le centre de Mars, le plagioclase devient spinelle puis grenat vers 2 GPa, soit 150-200 km, ce qui correspond à la profondeur d'éclogitisation à la base de la croûte (*Sohl et Spohn*, 1997). L'olivine se change en phase β -spinelle à 14 GPa (1100 km de profondeur), en γ -spinelle vers 16 GPa (1300 km). Le grenat se change graduellement en phase Majorite, qui remplace les pyroxènes à partir de 18 GPa (1400 km). À proximité du noyau (23 GPa ; 1800 km), une fine couche à Magnésio-wüstite + Mg-perovskite pourrait exister, caractérisant le manteau inférieur. L'existence de cette couche dépend fortement du profil de température à l'intérieur de Mars (*Bertka et Fei*, 1997). Dans tous les cas, les transitions de phase dans le manteau martien sont situées à des profondeurs plus grandes que sur Terre, car le gradient de pression est plus faible (*Sohl et Spohn*, 1997).

Les quantités d'éléments radiogéniques du manteau martien semblent similaires à celles de la Terre (*Schubert et al.*, 1992). Enfin, le contenu en eau des météorites SNC (150 ppm) peut indiquer que l'eau est relativement abondante dans le manteau martien (36 ppm ; *Banin et al.*, 1992).

Le noyau

Le noyau martien pourrait avoir un rayon compris entre 1300 et 1500 km (*Stevenson*, 2001), contenant majoritairement du fer, du soufre (sous forme de FeS), du nickel et des éléments plus légers en très faibles proportions. La quantité de soufre (10-16 %) serait supérieure à celle du noyau terrestre. Les modèles concernant la taille et l'état actuels du noyau dépendent fortement de ce paramètre (*Schubert et Spohn*, 1990). De plus, la taille

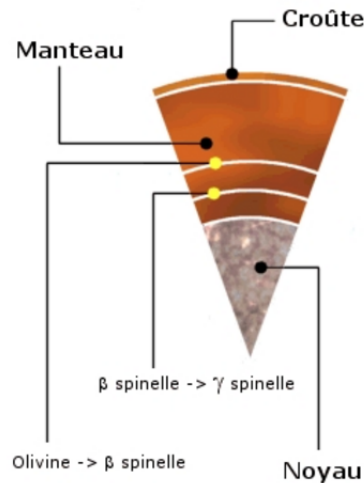


FIG. 2.12 – Composition et transitions de phase à l'intérieur de Mars.

de ce noyau contrôle le rapport global Fe/Si, le $Mg\#^7$ du manteau et le moment d'inertie. Ainsi, pour un noyau de grande taille, la croûte doit être assez épaisse, engendrant un moment d'inertie de l'ordre de 0.355 et un rapport Fe/Si de 1.71 ([Mocquet et al., 1996](#); [Sohl et Spohn, 1997](#); [Spohn et al., 2001](#)). Le noyau serait alors riche en soufre et de faible densité. À l'inverse, si le noyau est plus petit, son contenu en soufre et sa densité sont plus grands. Le manteau est alors plus épais, le moment d'inertie plus grand (0.366), et le rapport Fe/Si plus petit (1.35).

Certains modèles montrent que le noyau est complètement liquide ([Sohl et Spohn, 1997](#); [Yoder et al., 2003](#); [Williams et Nimmo, 2004](#); [Konopliv et al., 2006](#)). Dans ce cas, seul le phénomène de convection thermique dans ce noyau pourrait engendrer une dynamo, donc un champ magnétique global. Ceci est possible si la convection thermique du manteau est suffisante.

2.2.6 Conclusions sur la structure de Mars

Aujourd'hui, la planète Mars possède donc une structure interne similaire à celle de la Terre. Une épaisse croûte primitive et basaltique recouvre un manteau riche en olivine et en fer. Le noyau martien est peut-être entièrement liquide. En tout cas, il n'y a pas de convection suffisante pour entretenir une dynamo.

Cet état est le fruit d'une longue évolution au cours des 4.6 milliards d'années précédentes.

⁷Mg number : $Mg\# = \frac{Mg}{Mg+Fe}$

2.3 L'évolution de la planète

Pour étudier l'évolution de la planète, il est nécessaire d'établir une échelle chronologique. Ceci permet de dater les indices de surface et autres données qui servent à proposer un modèle d'évolution.

2.3.1 À propos de la chronologie martienne

La densité (ou fréquence) de cratères, ainsi que leur taille, permettent de dater les régions de la surface d'une planète. Cette méthode est basée sur la relation intrinsèque qui existe entre le nombre de cratères par kilomètre carré et leur diamètre : c'est la fonction de production. Cette dernière varie en fonction de l'âge de la surface, définissant ainsi des isochrones. En effet, il y avait plus de météores au début de l'histoire du système solaire. Plus la surface est vieille, plus elle doit être criblée de cratères d'impacts.

Sur la Lune, on a pu corrélérer la densité de cratères visibles sur les différents sites d'alunissage et l'âge du terrain, à partir de mesures isotopiques des échantillons lunaires ramenés par les différentes missions Apollo (*Stöffler et Ryder, 2001*). Les isochrones lunaires ont ensuite servi de référence pour les planètes telluriques du système solaire, soumises au même type de bombardement météoritique à la même époque. Seulement, les phénomènes d'érosion et de dépôts postérieurs à l'impact effacent les cratères, notamment pour les plus petits. De même, il faut savoir différencier les petits cratères reflétant directement un impact des petits cratères secondaires, issus des éjectas d'impacts voisins (*McEwen et al., 2005*). En plus, la fréquence des impacts a diminué au cours du temps, ce qui implique que cette méthode de datation est fiable pour des régions contemporaines au bombardement météoritique, mais pas pour les régions jeunes. Le flux d'impact va aussi dépendre du type de météores considéré. Enfin, pour passer de la Lune à Mars, il faut considérer les différences de gravité, d'atmosphère, et de position astronomique.

Ainsi, cette méthode de datation possède certaines limites, divisant parfois les scientifiques. Nous utiliserons ici l'échelle chronologique établie par *Hartmann et Neukum (2001)*, présentée sur la Figure 2.13. Elle comporte trois grandes périodes de cratérisation : le Noachien (4.6 - 3.7 Ga), l'Hespérien (3.7 - 3.2 Ga) et l'Amazonien (3.2 - 0 Ga). La Figure 2.14 montre les isochrones de référence pour dater les surfaces martiennes (*Hartmann, 2005*).

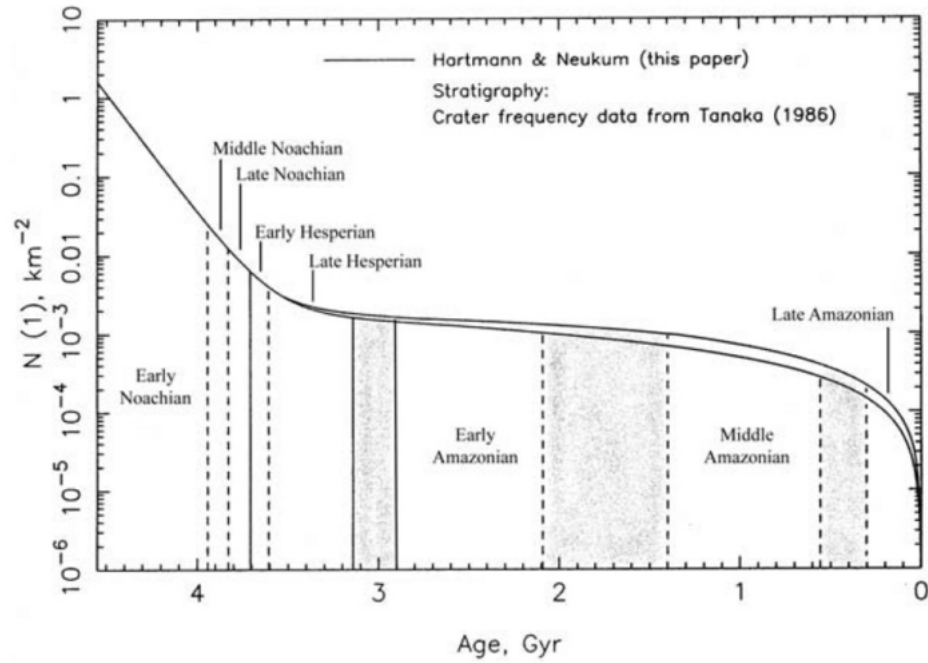


FIG. 2.13 – La chronologie de Mars ([Hartmann et Neukum, 2001](#)).

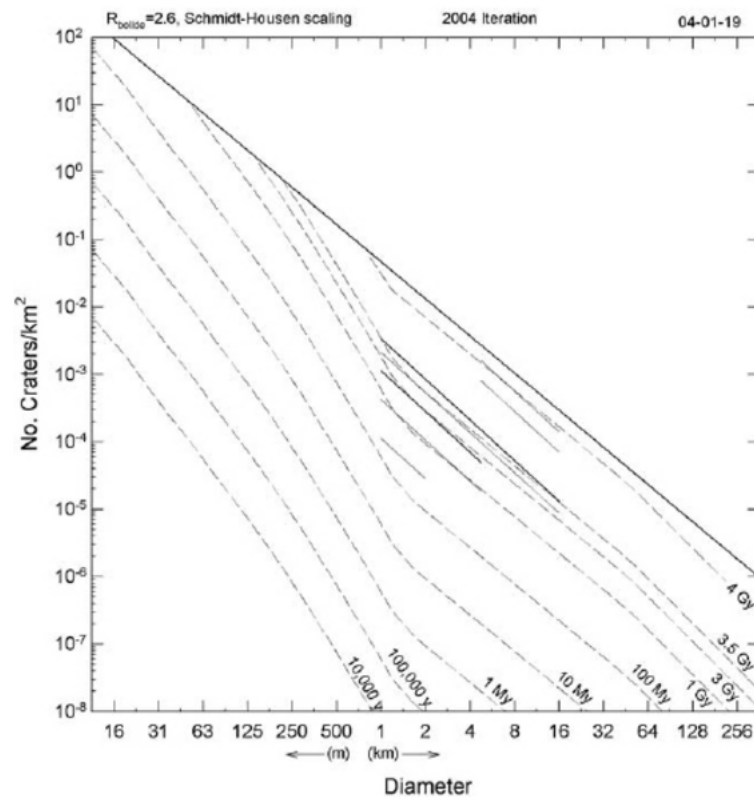


FIG. 2.14 – Les isochrones martiennes ([Hartmann, 2005](#)).

2.3.2 L'origine et l'évolution précoce de Mars au Noachien

D'une protoplanète à Mars

À partir des mesures isotopiques des météorites martiennes et des modèles numériques, on a pu estimer que plusieurs planétésimaux de taille moyenne se sont accrétés pour former Mars en peu de temps (5 Ma selon [Lee et Halliday, 1997](#)). La température est alors forte en surface, faible au centre. La planète est composée de fer, de sulfure de fer et de silicates. L'énergie d'accrétion et la désintégration radioactive des éléments U, Th et K chauffent tellement Mars que le fer et les silicates vont fondre pour former une couche liquide en surface : c'est le stade d'océan magmatique. Celui-ci constitue un épais manteau pendant un certain temps ([Stevenson, 2001](#)).

Petit à petit, des diapirs tombent au centre de la planète pour former un noyau liquide de fer et de sulfure de fer. Cet épisode a lieu vers 13 (+2) Ma après la formation du système solaire ([Kleine et al., 2002](#)), laissant la partie silicatée en surface.

La différenciation du manteau martien, révélée par le fractionnement Sm/Nd, est pratiquement contemporaine ([Borg et al., 2003](#)), en moins de 100 Ma après la formation du système solaire ([Harper et al., 1995](#); [Lee et Halliday, 1997](#)). Cette ségrégation du manteau a lieu dans des conditions fortement oxydantes, ce qui engendre un manteau riche en fer ([Halliday et al., 2001](#)). La croûte à l'origine des météorites SNC daterait de cette époque, même si leur éjection a eu lieu beaucoup plus tard. Ceci montre qu'il n'y a pas eu beaucoup d'évolution crustale depuis cette période, donc pas ou peu de tectonique des plaques.

Parallèlement à la formation de cette croûte précoce, [Blichert-Toft et al. \(1999\)](#) suggèrent que le grenat est déjà présent dans ce manteau. En fait, des cumulats riches en Fe et Mg contenant des clinopyroxènes et peut-être du grenat se seraient formés lors de la cristallisation de cet océan magmatique, comme sur la Lune. Ce processus a lieu de la base vers la surface. Les cumulats remontent alors dans la croûte par gravitation lors du retournement à l'état solide de l'océan magmatique. Ce matériel fond produisant deux sources magmatiques de composition différente, ce qui formera ensuite la croûte de Mars ([Elkins-Tanton et al., 2005](#)). Ce phénomène pourrait être à l'origine de la dichotomie martienne (voir paragraphe 2.2.3 ; [Solomon et al., 2005](#)).

En fait, plus une planète est grande, plus la différenciation silicatée va être tardive. Celle du noyau et manteau martien a donc eu lieu plus tôt que sur Terre. Il faut noter que ce modèle de formation du noyau et du manteau n'est pas encore totalement accepté. [Senshu et al. \(2002\)](#) ont en effet proposé une formation plus tardive, après un épisode où Mars était composée d'un proto-noyau, d'une couche métallique recouverte d'une couche silicatée différenciée.

L'évolution thermique du manteau et du noyau précoces

Un autre phénomène intervient à cette époque : la convection. En effet, le contraste de température et de viscosité entre la surface et l'intérieur de Mars (après cristallisation de l'océan magmatique) peut engendrer une convection en régime de type couvercle conducteur. Cependant, l'hétérogénéité des rapports isotopiques du tungstène des météorites martiennes témoigne d'évènements précoces suggérant que le manteau n'a pas beaucoup été homogénéisé par une longue convection de 4.5 Ga comme sur Terre ([Halliday et al., 2001](#)). Cette brève période convective est une idée confirmée par les modèles numériques concernant l'évolution thermique précoce de Mars. Ceux-ci prédisent en effet un état initial très chaud, conduisant à une convection vigoureuse et de forts flux de chaleur et de magma. Le dégazage est alors très intense, tout comme le relâchement d'eau en surface (voir plus loin). Rapidement, ce régime de convection devient plus lent et faible. La désintégration radioactive diminue et/ou se concentre dans la croûte ([Schubert et al., 1992](#)). Ce refroidissement rapide construit une lithosphère épaisse, empêchant toute tectonique des plaques.

Ce scénario est aussi supporté par les mesures magnétiques de MGS (voir paragraphe 3.2 ; [Acuña et al., 1999](#)). En effet, le refroidissement du noyau dépend de la vigueur de la convection mantellique (voir paragraphe 1.3.1). L'absence d'un champ magnétique intense sur Mars indique que le noyau n'est probablement pas sujet à une dynamo aujourd'hui ([Acuña et al., 1999](#)). Cependant, les anomalies magnétiques détectées sont issues de l'aimantation rémanente (= fossile) de la lithosphère. Cette aimantation prouve qu'une dynamo a existé dans le passé. La plupart des auteurs pensent que cet épisode a été très précoce et bref dans l'histoire de Mars : avant 3.8 Ga.

[Stevenson \(2001\)](#) présente trois scénarios plausibles d'évolution du noyau de Mars. Si le noyau précoce est très chaud et riche en soufre ($> 10\%$), alors il est totalement liquide, atteint d'une convection thermique (donc dynamo). Mais le refroidissement est trop rapide, et la conduction suffit alors pour refroidir le noyau. La dynamo s'éteint alors (~ 300 Ma). Dans le second modèle, la concentration de soufre est faible, ce qui permet la croissance précoce et rapide d'une graine solide. Le noyau est alors vite solidifié, ce qui éteint là encore rapidement la dynamo, générée alors par la convection chimique. Le troisième modèle suggère un état initial avec une dynamo et une convection mantellique gouvernée par la tectonique des plaques ([Sleep, 1994](#)). Ce régime s'arrête rapidement (100 Ma), pour passer à un régime de couvercle conducteur. Le refroidissement du manteau est alors moins fort, ce qui éteint la dynamo du noyau ([Nimmo et Stevenson, 2000](#)).

[Breuer et Spohn \(2003\)](#) estiment que le premier modèle sans tectonique des plaques satisfait mieux l'évolution du taux de production crustal. En effet, ce modèle prévoit que la majorité de la croûte était formée avant 4 Ga (73 % selon [Hauck et Phillips, 2002](#)).

Dans le cas d'un modèle avec tectonique des plaques, le taux de formation de la croûte est intense vers 2 Ga et la croûte actuelle doit être plus fine que 50 km, ce qui est en désaccord avec les observations. Une des limites de ce modèle est la mise en place de ce régime de couvercle conducteur, car *Choblet et Sotin* (2001) ont montré qu'une période "transitoire" a eu lieu. Un premier stade de volcanisme intense est suivi par le refroidissement conducteur de l'intérieur de la planète à partir de la surface. Ce n'est qu'après une dernière étape de transfert convectif que la convection de type couvercle conducteur démarre. Mais suivant les valeurs initiales de température et d'abondance des éléments radioactifs dans le manteau, les deux derniers stades peuvent durer entre 100 Ma et plusieurs milliards d'années.

L'abondance de l'eau

Un autre paramètre contrôlant le régime convectif du manteau est son contenu en eau. Ainsi, un manteau riche en eau avec une viscosité inférieure à 10^{20} Pa.s ou un manteau "sec" avec une viscosité supérieure ou égale à 10^{21} Pa.s est possible si la température initiale est de 1700 à 2000 K (*Breuer et Spohn, 2006*).

Hauck et Phillips (2002) estiment que le manteau primitif martien était riche en eau. Seuls 5 % de cette eau auraient été extraits depuis cette époque.

Le dégazage du manteau a été très intense au Noachien, car les terrains basaltiques de l'hémisphère sud témoignent d'un volcanisme intense. La croissance du dôme de Tharsis date probablement de cette époque (*Solomon et Head, 1982; Redmond et King, 2004; Solomon et al., 2005*). Ce dégazage a engendré une atmosphère dense. D'ailleurs, les rapports isotopiques mesurés par le spectromètre de masse de la mission Viking ont révélé que l'atmosphère de Mars était 10 à 300 fois plus dense aux premiers stades d'évolution de la planète (*Owen et al., 1988; Bogard et al., 2001*). Un fort effet de serre réchauffant l'atmosphère de surface a pu permettre à de l'eau liquide de rester stable en surface et de s'écouler. De nombreux indices géomorphologiques arguent en faveur de cette idée, notamment les réseaux de vallées des highlands (*Craddock et Maxwell, 1993; Masson et al., 2001*).

Les cratères d'impacts constituent souvent l'exutoire de ces réseaux fossiles de drainage. Ainsi, *Malin et Edgett* (2003) ont observé des deltas sédimentaires au sein d'un de ces cratères, probablement un ancien lac. De même, le site d'atterrissage du rover Spirit, le cratère Gusev, est supposé être un ancien lac. Or, un affleurement de roches a révélé la présence de minéraux hydratés (*Ming et al., 2006*).

D'autre part, au centre des dépressions de Valles Marineris, certains dépôts paraissent stratifiés, ce qui peut témoigner de la présence d'eau liquide en grande quantité à la surface.

De plus, l'instrument TES à bord de MGS, ainsi que le rover Opportunity ont détecté

une forme d'hématite issue d'environnements aqueux dans la région de Terra Méridiani (*Bandfiel et al.*, 2000; *Christensen et al.*, 2001; *Golombek et al.*, 2005). Récemment, le spectro-imageur OMEGA à bord de MEX a détecté des argiles sur les plateaux noachiens équatoriaux au niveau de Nili Fossae, Syrtis Major, Arabia Terra et Mawrth Vallis (*Poulet et al.*, 2005; *Bibring et al.*, 2006). Sur les versants de cette vallée, l'argile pourrait représenter une couche de plus de 500 m d'épaisseur. Ceci est le signe qu'une érosion fluviale ou lacustre a lieu à cette époque.

L'eau est donc présente en surface et/ou en profondeur au Noachien. Une intense circulation hydrothermale a probablement lieu et empêche la base de la croûte d'évoluer. Ce phénomène aurait permis à la dichotomie topographique et crustale d'être préservée (*Solomon et al.*, 2005). Nous verrons plus loin que l'altération hydrothermale de la croûte noachienne a pu engendrer le champ magnétique rémanent détecté par MGS (voir Chapitre 8).

L'échappement de l'atmosphère

La fin de cet épisode chaud et humide serait dû à l'échappement de l'atmosphère. Cet événement est lié à l'arrêt de la dynamo. En effet, lorsqu'un champ magnétique axial, global et dipolaire existe, l'atmosphère de la planète est protégée. La gravité intervient aussi, mais celle de Mars est faible.

L'érosion atmosphérique due aux impacts d'Hellas ou d'Argyre vers 3.8 Ga a pu suffire pour laisser s'échapper les volatiles de l'atmosphère.

Un des mystères concernant cette période est le devenir du CO₂ atmosphérique, car il devait être abondant du fait du dégazage. L'échappement atmosphérique à lui seul ne permet pas d'expliquer cette perte. On sait que les calottes polaires sont de grands réservoirs de CO₂ actuellement, et probablement dans le passé. Mais si l'eau était présente pendant longtemps, alors le CO₂ aurait dû précipiter sous forme de carbonates pour former de grands dépôts. Or, ces carbonates n'ont jamais été détectés à la surface de Mars, soit parce que les instruments n'avaient pas la résolution requise, soit parce que ces dépôts ont été éliminés par l'altération de pluies acides, soit parce que l'eau n'a jamais été stable longtemps sur Mars, soit enfin parce que l'atmosphère n'a jamais été dense et riche en CO₂ (*Bibring et al.*, 2006).

2.3.3 L'Hespérien

L'Hespérien est une période où le taux de cratérisation diminue. Néanmoins, le volcanisme reste intense car de grandes étendues volcaniques à la surface de Mars sont

hespériennes. En fait, elles ont été très bien préservées par rapport aux coulées noachiennes, sujettes au bombardement météorique, à l'érosion, et recouvertes par ces nouvelles coulées hespériennes.

En surface, l'eau ne s'écoule plus suivant des réseaux bien définis, mais plutôt par des chenaux de débâcles ([Masson et al., 2001](#)). Ils seraient dus à des décharges soudaines de grandes quantités d'eau ou de glace contenues dans le sous-sol. Ces chenaux se déversent tous dans la dépression de l'hémisphère nord : l'existence d'un océan d'eau liquide recouvrant l'hémisphère nord est possible à cette période ([Head et al., 1998, 1999](#)). Des paléo-lignes de rivage ont même été détectées ([Parker et al., 1993](#)). Cet épisode d'océan liquide est encore largement discuté, surtout parce qu'on ne sait pas où toute cette eau a pu disparaître. Le volume d'eau actuel sous forme de glace aux pôles et en sub-surface est trop faible pour contenir tout cet océan. Mais cette eau et cette atmosphère ont bel et bien disparu, laissant un environnement martien froid et sec à la fin de l'Hespérien. Une observation récente confirme que le climat a changé à cette époque. Grâce à OMEGA, [Bibring et al. \(2006\)](#) ont en effet découvert des dépôts de sulfates dans Valles Marineris, Terra Meridiani et certaines dunes de la calotte polaire nord. Les rovers MERs ont aussi détecté ces sulfates autour de leurs sites d'atterrissage ([Squyres et al., 2006](#)). Ces dépôts se seraient formés localement à la faveur d'un environnement acide, combiné avec une forte abondance d'eau. Le dégazage du Noachien a en effet rendu l'atmosphère riche en volatiles issus des volcans, comme le soufre et l'eau. Ce soufre s'oxyde rapidement en H_2SO_4 qui précipite alors à la surface.

L'Hespérien est donc une période charnière dans l'histoire de Mars, où toute l'activité intense du Noachien s'amenuise, ne s'exprimant plus que par quelques soubresauts magmatiques ou hydrologiques.

2.3.4 L'Amazonien

L'Amazonien débute vers 3.2 Ga, jusqu'à l'actuel. À cette époque, les variations d'obliquité de l'axe de rotation de la planète ont perturbé le climat au niveau des pôles, distribuant de la glace aux flancs de certains volcans équatoriaux ([Levrard et al., 2004](#)).

L'activité volcanique perdure pendant cette période. L'affinement des datations de certaines caldeiras de volcans suggère même une activité très récente ([Neukum et al., 2004](#)).

L'activité hydrologique existe localement par l'interaction entre la glace de sub-surface et le volcanisme ou la tectonique de surface ([Head et Marchant, 2003](#); [Mangold et Costard, 2003](#)). Les écoulements de type "gullies" à flancs de falaises, dus à un échauffement local de la glace souterraine, en témoignent ([Malin et Edgett, 2000](#)). Les impacts déclenchent aussi une activité hydrologique locale, en désagrégeant une sub-surface gorgée

d'eau ou de glace d'eau (cratères à éjectas lobés ; Figure 2.4).

Cependant, l'eau liquide est relativement peu abondante en surface et ne joue plus un grand rôle à cette époque. Le spectro-imageur OMEGA a en effet cartographié des oxydes de fer non-hydratés sur la plupart des terrains de l'hémisphère nord ([Bibring et al., 2006](#)). Ces minéraux sont significatifs d'une oxydation de surface par des réactions peroxydiques (H_2O_2) ou d'interaction roches/glace. Néanmoins, cette oxydation reste cantonnée à quelques millimètres d'épaisseur à la surface, formant une sorte de "croûte". La présence de cette fine couche d'altération a été confirmée lorsque les rovers Spirit et Opportunity ont creusé des tranchées dans le sol martien grâce à leurs roues.

Notons enfin que l'érosion éolienne a joué un rôle assez important dans ce climat froid et sec, redistribuant la poussière oxydée sur des régions situées plus au sud comme Tharsis, Arabia et Hellas ([Bibring et al., 2006](#)).

2.4 Conclusions

Une synthèse des principaux événements ayant affecté Mars au cours de son évolution est présentée dans le Tableau 2.4.

Noachien (4.56 - 3.8 Ga)	Hespérien (3.8 - 3.2 Ga)	Amazonien (3.2 Ga - actuel)
- Bombardement et volcanisme intenses	- Fin du bombardement intense	- Volcanisme local, jusqu'à très récemment
- Formation de la dichotomie de Tharsis, et des bassins d'impacts majeurs	- Volcanisme intense	- Environnement froid et sec, oxydant la surface
- Champ magnétique global, issu d'une dynamo	- Atmosphère fine et acide	- Eau liquide ou glace d'eau en sub-surface
- Eau liquide en surface, formation des réseaux de vallées et de dépôts d'argiles	- Débat d'eau vers un océan au nord (?)	- Glaciers équatoriaux et formation des calottes polaires
- Ejection de volatiles, atmosphère dense, chaude et humide, qui s'érode petit à petit	- Dépôts de sulfates dans Valles Marineris	
	- Disparition du champ magnétique	

TAB. 2.4 – Synthèse de l'histoire de Mars.

Ainsi, l'histoire de cette planète commence à être établie, en intégrant de nouvelles observations et mesures au fur et à mesure des missions. Cependant, certaines questions

fondamentales sont loin d'être résolues.

Par exemple, la mise en place de Tharsis semble être un événement relativement précoce (4 Ga). Parallèlement, certaines éjections de lave seraient très récentes (2 Ma selon [Neukum et al., 2004](#)). Or, les modèles numériques peinent à expliquer la présence d'un panache chaud pendant si longtemps. Parmi les paramètres que ces modèles doivent prendre en compte, l'existence et la durée de phénomènes convectifs dans le noyau sont très importants. Avec l'étude des mesures magnétiques martiennes, la datation de la dynamo martienne est possible.

La mise en place précoce de la dichotomie, sa stabilité pour rester telle quelle jusqu'à aujourd'hui, et sa relation avec Tharsis restent des énigmes. [Solomon et al. \(2005\)](#) ont avancé une forte circulation hydrothermale en profondeur pour expliquer la préservation de cette dichotomie. Ceci nécessiterait des quantités d'eau en surface, dans l'atmosphère et dans la croûte beaucoup plus importantes au Noachien qu'aujourd'hui. D'innombrables indices principalement géomorphologiques arguent en faveur de cette hypothèse. Les phénomènes géologiques à l'origine de l'aimantation des roches martiennes dépendaient fortement de cette abondance en eau. L'étude du champ magnétique lithosphérique martien est donc cruciale.

L'intensité du cycle de l'eau sur Mars est liée à l'état de l'atmosphère martienne au Noachien. Celle-ci est alors supposée dense et riche en eau ([Owen et al., 1988](#)), ce qui pose le problème de sa disparition, ou plutôt de son échappement. Là-encore, l'étude du champ magnétique martien est très importante pour élucider cette question.

Chapitre 3

Le champ magnétique de Mars

De nombreux indices géologiques, géochimiques et géophysiques relevés sur et autour de Mars permettent donc de comprendre que cette planète a connu une période mouvementée pendant 800 Ma après sa naissance. Pourtant, la mise en place de la dichotomie, de Tharsis, la disparition de son atmosphère, de l'eau, restent des phénomènes inexpliqués. La découverte d'un champ magnétique lithosphérique martien permet d'accéder à l'histoire géologique et interne de la planète.

Dans ce chapitre, la première partie détaille les mesures magnétiques acquises autour de Mars, ainsi que les modèles du champ magnétique qui ont été publiés. Ceci nous permet d'évaluer les principaux apports et les questions soulevées par ces mesures dans la seconde partie.

3.1 Le champ magnétique lithosphérique martien

Jusqu'à la mission Mars Global Surveyor, aucune sonde n'avait pu vraiment déterminer l'existence ou non d'un champ magnétique d'origine interne sur Mars. En 1998, [Acuña et al. \(1998a\)](#) ont présenté les premières mesures de magnétomètre MAG/ER à bord de MGS : il s'agit d'un champ magnétique rémanent d'origine lithosphérique !

Après un bref historique des mesures magnétiques concernant Mars, nous présentons les mesures magnétiques acquises par MGS. La troisième partie discute des différents modèles du champ magnétique martien qui ont été publiés. Le paragraphe suivant détaille le spectre de l'énergie magnétique martienne pour expliquer son origine lithosphérique. Enfin, la dernière partie présente quelques modèles d'aimantation de la croûte martienne établis grâce aux mesures magnétiques de MGS.

3.1.1 Avant MGS...

Les premières mesures du champ magnétique de Mars ont été effectuées par les sondes Mariner 4 ([Smith et al., 1965](#)), Mars 2, 3 et 5 ([Dolginov et al., 1973](#)). Malgré les orbites très elliptiques et parfois lointaines des sondes, on a par exemple pu mesurer un champ d'environ 50 nT à une altitude proche de 1000 km ([Dolginov et al., 1973](#)). Grâce à ces missions, le moment dipolaire de Mars a pu être estimé à environ $2.4 \cdot 10^{19}$ A.m², soit 0.0003 fois celui de la Terre. [Dolginov et al. \(1973\)](#) en déduisent qu'une si faible valeur ne peut correspondre qu'à un champ fossile, trace de l'activité passée d'une dynamo, ou alors à une période d'inversion actuelle. Cependant, ils ne contredisent pas l'existence d'un champ magnétique localement fort près de la surface. Ces premières données ont ensuite été discutées par ([Russell, 1978a,b](#); [Ness, 1979](#)). Les expériences réalisées avec les missions Viking ont plutôt suggéré un champ magnétique permanent faible en surface ([Intriligator et Smith, 1979](#); [Cragin et al., 1982](#)). En intégrant toutes les études disponibles sur le sujet pour l'époque, [Dolginov \(1987\)](#) affirme même que Mars possède un champ magnétique dipolaire issu d'une dynamo.

Malgré ces incertitudes, quelques indications sur l'existence et la forme du champ magnétique externe ont été obtenues. Notamment, l'onde de choc et la magnétosphère de Mars forment un obstacle au vent solaire à une altitude plus élevée que l'ionosphère ([Luhmann et al., 1992](#)).

3.1.2 Les mesures magnétiques de MGS

Le 7 novembre 1996, la NASA lance la sonde Mars Global Surveyor, qui emporte l'instrument MAG/ER (MAGnetometer Electron Reflectometer). MAG est composé de deux magnétomètres triaxiaux, situés à l'extrémité des panneaux solaires pour minimiser les perturbations électromagnétiques engendrées par les autres instruments du satellite. L'erreur d'une mesure est estimée à ± 3 nT au minimum ([Acuña et al., 1998b](#)). L'instrument ER est un réflectomètre à électron pour détecter le champ magnétique d'origine interne dans les couches supérieures de l'atmosphère de Mars.

Les premières mesures

S'insérant en orbite le 2 septembre 1997, les ingénieurs ont dû stopper la phase dite d'aérofreinage (Aerobraking, nommée AB), car un des panneaux solaires n'était pas dans la position requise. Ils ont ensuite corrigé ce problème en rallongeant cette phase AB. Finalement, cette phase s'est déroulée en 2 parties : de septembre 1997 à mars 1998 (AB-1), puis de septembre 1998 à mars 1999 (AB-2). L'orbite était alors très elliptique avec parfois des passages proches de 100 km d'altitude. Entre ces deux phases, la communi-

cation avec la sonde était impossible : ce sont les phases SPO-1 et -2 (Science Phasing Orbit). La phase scientifique prévue devait débiter lorsque l'orbite serait circulaire vers 400 km d'altitude (Mapping Orbit phase nommée MO). Mais les scientifiques ont profité des phases AB et SPO pour faire marcher les instruments, en particulier MAG/ER qui a alors couvert 20 % de la surface en mesurant le champ magnétique en-dessous de 200 km (*Albee et al., 2001*).

Ces premières mesures ont permis de confirmer que Mars ne possède pas de champ magnétique dipolaire issu d'une dynamo dans le noyau, car le maximum d'intensité n'était pas mesuré au point le plus proche de la surface¹ (*Acuña et al., 1998b*). Ceci exclut donc l'existence d'une dynamo dans le noyau de Mars, susceptible d'engendrer un champ magnétique global, axial et dipolaire. La Figure 3.1 représente les mesures de la composante radiale correspondant aux phases AB et SPO, superposée sur une carte des principaux cratères et édifices géologiques de la surface martienne. La composante radiale du champ magnétique est la moins influencée par l'interaction du vent solaire (*Acuña et al., 1999*).

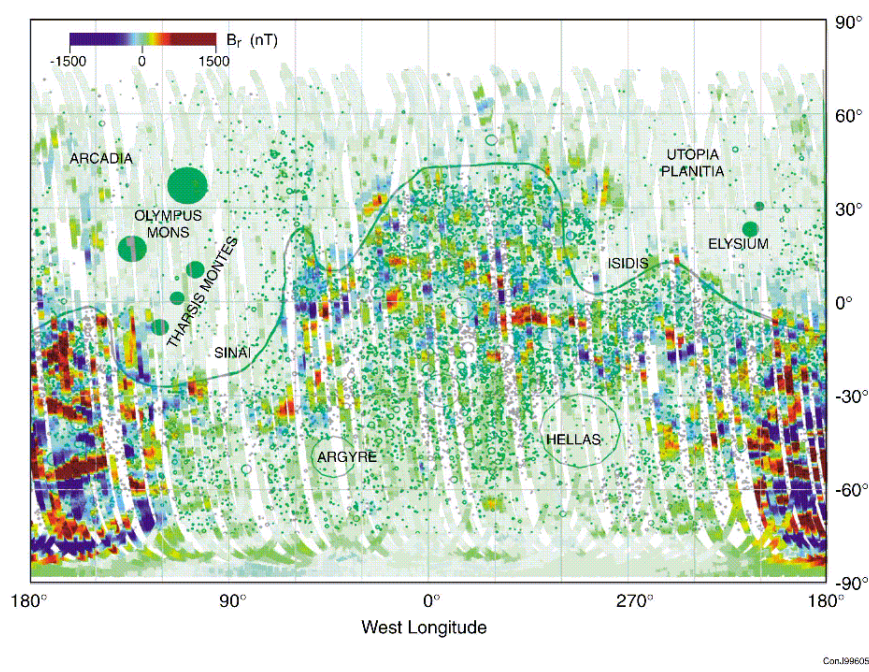


FIG. 3.1 – Carte de la composante radiale du champ magnétique de Mars, à partir des mesures à basse altitude de MGS (*Acuña et al., 1999*). Les trajectoires en vert clair correspondent aux passages de MGS en-dessous de 200 km d'altitude. La dichotomie, les grands volcans et les cratères martiens sont aussi représentés. Il faut aussi noter que l'échelle de couleur est logarithmique pour mettre en valeur les fortes anomalies.

¹le périapse

Cette carte montre que le champ magnétique varie entre -1500 et 1500 nT dans la composante radiale. Par analogie avec le champ lithosphérique terrestre, on pourra parler d'anomalies magnétiques martiennes. Ces anomalies sont en fait exprimées par rapport à un champ magnétique normal (du noyau) nul. Elles sont concentrées dans l'hémisphère sud, notamment entre les longitudes 120 ° E et 240 ° E, dans les régions de Terra Cimmeria et Terra Sirenum. Les longueurs d'onde en N-S varient entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres.

Cette carte montre que l'intensité du champ magnétique ne dépend pas de la latitude et n'a pas une répartition dipolaire, au contraire du champ magnétique terrestre. Ceci confirme les premières mesures ayant découvert que le noyau de Mars n'est pas affecté d'une dynamo telle que celle du noyau terrestre.

La phase de cartographie

Ce n'est qu'à partir du 8 mars 1999 que la sonde est entrée dans la phase de cartographie MO. La mission initiale durera presque 2 ans, jusqu'au 31 janvier 2001. MGS marchant toujours, les scientifiques ont alors étendu la mission, et ce, plusieurs fois. Enfin, le 2 Novembre 2006, le contact avec MGS a été perdu. Les informations concernant les différentes phases de mesures sont répertoriées sur le site web de l'instrument MAG/ER².

La Figure 3.2 représente la carte de la composante radiale du champ magnétique de Mars. Elle a été établie en moyennant les données acquises entre mars 1999 et août 2000, entre 380 et 430 km d'altitude. Seules les mesures prises de nuit sont considérées, pour diminuer l'erreur due à l'interaction du vent solaire avec le champ magnétique martien (*Acuña et al.*, 2001; *Connerney et al.*, 2001).

Cette carte montre des anomalies similaires à celles de la Figure 3.1, concentrées dans l'hémisphère sud. Leurs longueurs d'onde sont cependant plus grandes, de quelques centaines à quelques milliers de kilomètres. L'intensité de ces anomalies à 400 km d'altitude varie entre -200 et +200 nT.

3.1.3 Les modèles

Des modèles du champ magnétique martien ont été développés. *Purucker et al.* (2000) ont intégré les mesures magnétiques acquises pendant la phase AB en utilisant la méthode des dipôles équivalents. Cette approche consiste à placer de manière homogène des dipôles sur une certaine épaisseur autour de Mars, qui vont s'aimanter et s'orienter en fonction du signal mesuré à leur niveau. Ces sources équivalentes leur ont permis de prédire le champ magnétique martien à 200 km d'altitude. En utilisant la même méthode, *Langlais et al.*

²<http://mgs-mager.gsfc.nasa.gov/>

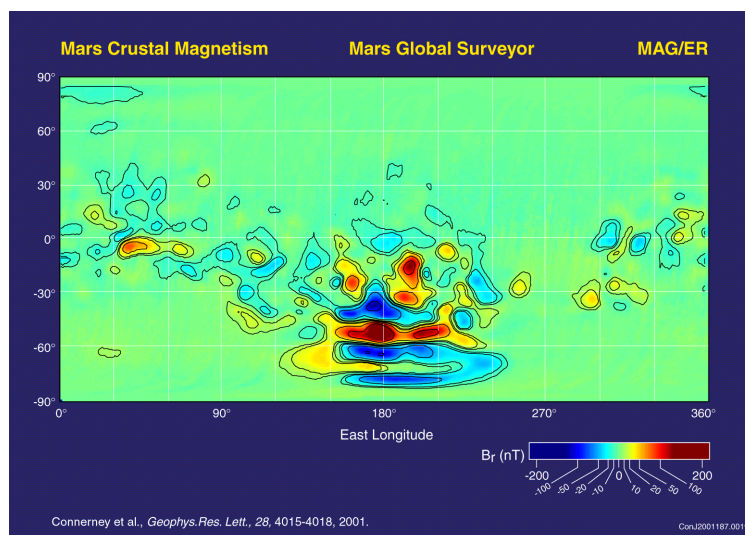


FIG. 3.2 – Carte de la composante radiale du champ magnétique de Mars à 400 km d'altitude, à partir des mesures de MGS lors de la phase MO (*Connerney et al.*, 2001).

(2004) ont cette fois utilisé les mesures AB, SPO et MO pour produire une carte du champ magnétique à 200 km d'altitude à partir d'un modèle d'aimantation de la croûte martienne (Figure 3.3). Sur cette carte sont représentées les limites des terrains suivant leur âge, en fonction de l'échelle chronologique définie par *Hartmann et Neukum* (2001). Ceci permet de mettre en évidence la corrélation entre la majorité des anomalies magnétiques martiennes et les terrains datant du Noachien. Ainsi, ces anomalies ont été acquises il y a plus de 3.7 Ga. En les étudiant, on a donc accès à des informations concernant la croûte et le champ magnétique primitifs de Mars.

D'autres modèles représentant le champ magnétique martien en harmoniques sphériques ont aussi été développés par *Arkani-Hamed* (2001b) (degré 50 avec données AB), *Cain et al.* (2003) (degré 90 avec données AB, SPO et MO) et *Arkani-Hamed* (2004) (degré 62 avec données MO).

Tous ces modèles montrent une répartition et une intensité des anomalies quasi-équivalentes à celles des cartes des figures 3.1 et 3.2, suivant l'altitude considérée.

3.1.4 Le spectre magnétique martien

La Figure 3.4 compare le spectre de l'énergie associée au champ magnétique de la Terre avec celui de Mars.

On remarque que le spectre martien est différent de celui de la Terre. Les premiers degrés ont une énergie très faible, 10^8 fois moins forte que pour la Terre. Mars ne possède

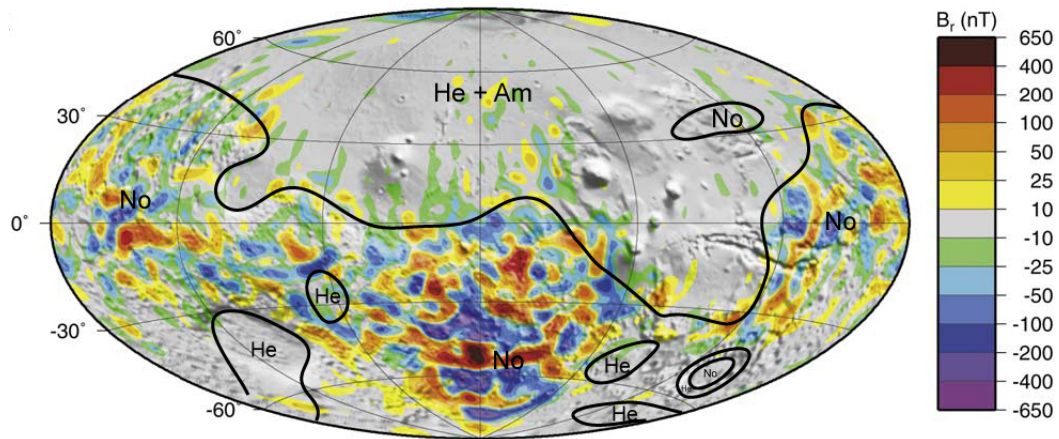


FIG. 3.3 – Prédiction du champ magnétique martien à 200 km d'altitude (composante radiale ; [Langlais et al., 2004](#)). Les traits en noir limitent les différentes unités de la surface martienne suivant leur âge : No pour Noachien (4.5 - 3.7 Ga), He pour Hespérien (3.7 à 3.2 Ga), et Am pour Amazonien (3.2 Ga à l'actuel). Elles correspondent à des contours moyens d'après les cartes stratigraphiques de [Scott et Tanaka \(1986\)](#), [Greeley et Guest \(1987\)](#) et [Tanaka et Scott \(1987\)](#).

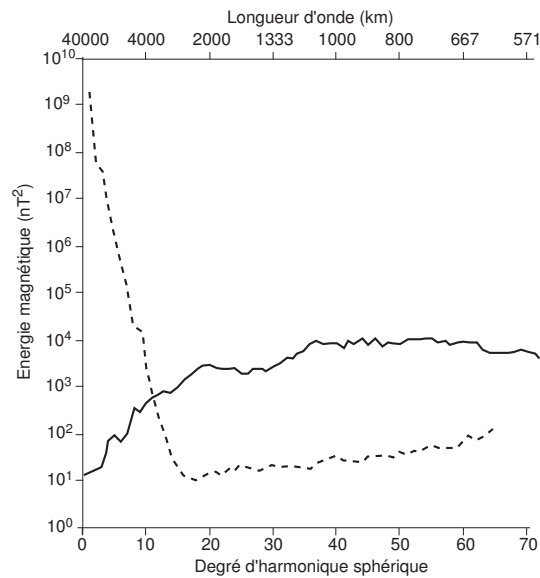


FIG. 3.4 – Spectres de l'énergie magnétique de Mars (trait plein ; d'après [Langlais et al. \(2004\)](#)) et de la Terre (trait en pointillés ; d'après [Sabaka et al. \(2004\)](#)).

actuellement pas de dynamo capable de créer un champ magnétique global dipolaire. Par contre, les degrés supérieurs à 12 sont environ 2 à 3 ordres de grandeur plus énergiques que ceux de la Terre, ce qui induit un champ crustal plus intense sur Mars. D'autres spectres d'énergie magnétique de Mars ont été établis en fonction des modèles développés, comme dans *Voorhies et al. (2002)* et *Cain et al. (2003)*. En-dessous du degré 50, ils restent similaires au spectre martien de la Figure 3.4. Pour les degrés supérieurs, la résolution des modèles varie.

Le spectre d'énergie magnétique de Mars confirme donc l'intensité des anomalies crustales martiennes : environ dix fois plus grande que celle des anomalies magnétiques terrestres pour les mêmes altitudes.

3.1.5 Les modèles d'aimantation de la croûte martienne

Pour expliquer ces fortes anomalies, *Purucker et al. (2000)*, *Arkani-Hamed (2003)*, *Langlais et al. (2004)*, et *Whaler et Purucker (2005)* ont développé différents modèles globaux de l'aimantation associée à la croûte martienne. Ceux de *Purucker et al. (2000)* et *Langlais et al. (2004)* s'appuient sur la méthode des dipôles équivalents. *Purucker et al. (2000)* trouvent qu'une couche de 50 km d'épaisseur aurait une aimantation équivalente à 20 A/m, alors que *Langlais et al. (2004)* considèrent qu'une couche de 40 km d'épaisseur aurait une aimantation de ± 12 A/m. Ces modèles sont en accord avec celui de *Whaler et Purucker (2005)* (± 15 A/m sur 40 km). Ces derniers auteurs ont considéré les mêmes mesures que celles employées pour le calcul du modèle en harmoniques sphériques (degré 90) de *Cain et al. (2003)*. *Arkani-Hamed (2003)* a utilisé le modèle en harmoniques sphériques d'*Arkani-Hamed (2001b)* pour dériver une aimantation d'environ 20-30 A/m dans la partie supérieure de la croûte (0-30 km).

À l'échelle locale, *Frawley et Taylor (2004)* ont modélisé 9 anomalies magnétiques martiennes à partir de corps uniformément aimantés entre 1.3 et 23 A/m. Ces résultats rejoignent ceux de *Smrekar et al. (2004)* qui obtiennent des valeurs entre 6 et 20 A/m pour des corps prédisant les signaux gravimétriques et magnétiques au niveau de la dichotomie. Selon *Arkani-Hamed (2002)*, la croûte de Mars est fortement aimantée avec parfois des contrastes de 35 A/m. *Connerney et al. (2001)* estiment qu'une aimantation de 60 A/m est possible pour expliquer les anomalies magnétiques de Terra Sirenum.

Tous ces résultats démontrent que la croûte martienne est fortement aimantée, ce qui explique l'intensité des anomalies magnétiques observées. L'absence de champ magnétique global laisse la place à un champ magnétique rémanent. Les roches se sont fortement aimantées dans le passé, puis ont conservé cette propriété jusqu'à aujourd'hui.

3.2 L'interprétation et les problèmes soulevés

Le type de matériel et les processus géologiques à l'origine de cette aimantation sont des questions toujours d'actualité. Or, résoudre ces dernières est crucial pour comprendre l'évolution géologique primitive de la croûte martienne.

3.2.1 Les minéraux potentiels

Sur Terre, les minéraux les plus susceptibles sont principalement les oxydes de fer comme la magnétite, l'hématite, la pyrrhotite ou le fer pur (voir paragraphe 1.3.3). Il semble raisonnable de penser que ces mêmes minéraux portent l'aimantation de la croûte martienne. Néanmoins, en l'absence d'échantillons de roches martiennes, il est difficile de privilégier un de ces minéraux.

L'analyse des météorites a révélé la présence de pyrrhotite et de magnétite ([Cisowski, 1986](#); [Collinson, 1997](#); [Rochette et al., 2001](#)). Les données spectrales de la surface indiquent plutôt de l'hématite, de l'hématite-ilménite, de la goethite ([Madsen et al., 1999](#); [Christensen et al., 2001](#)), alors que la poussière magnétique de l'atmosphère et du sol martien est plutôt constituée de grains de magnétite et/ou Ti-magnétite ([Bertelsen et al., 2004](#); [Haskin et al., 2005](#); [Goetz et al., 2005](#); [Gunnlaugsson et al., 2006](#)).

L'aimantation rémanente de la croûte martienne peut être étudiée à partir des anomalies magnétiques. Leur intensité (10 fois leur équivalent terrestre) semble plutôt privilégier un minéral fortement susceptible au champ magnétique, comme la magnétite, mais encore faut-il expliquer son origine.

En fonction des résultats de l'analyse des données magnétiques martiennes, nous discuterons la possibilité de ces minéraux au Chapitre 8.

3.2.2 Quel(s) processus géologique(s) ?

La formation de ce matériel magnétique peut être étudiée en se basant sur des processus bien connus sur Terre. Par exemple, à l'image de la lithosphère océanique terrestre, l'Aimantation Thermo-Rémanente (ATR) est probablement à l'origine de ces anomalies magnétiques martiennes. Plusieurs études ont montré que la croûte martienne a pu acquérir son aimantation en se refroidissant en présence d'un champ magnétique intense, pendant un épisode de tectonique des plaques ([Connerney et al., 1999](#)), ou au niveau des cratères après un impact, ou encore lors de la mise en place de dikes ([Nimmo, 2000](#)).

Le rôle des impacts est d'ailleurs paradoxal car ils sont aussi à l'origine de phénomènes de désaimantation de la croûte martienne si le champ magnétique ambiant n'existe plus ([Nimmo et Gilmore, 2001](#); [Hood et al., 2003](#); [Mohit et Arkani-Hamed, 2004](#)).

Un autre mécanisme peut être invoqué : l'altération hydrothermale. Ce phénomène engendrant une Aimantation Chimique Rémanente (ACR) a pu aimanter la croûte martienne car elle était très riche en eau au début de son évolution (*Solomon et al.*, 2005).

Pour estimer la probabilité de ces phénomènes pour aimanter la lithosphère martienne, il est nécessaire de déterminer les propriétés d'aimantation des sources à l'origine des anomalies magnétiques. Un des paramètres cruciaux est la profondeur. Par exemple, l'aimantation ou la désaimantation due aux impacts n'affecte qu'une certaine épaisseur de la croûte, suivant la taille du projectile. Si l'aimantation est superficielle, alors l'anomalie étudiée peut être due à l'impact d'un petit projectile.

Nous discuterons ces phénomènes dans le Chapitre 8. Néanmoins, mis à part la désaimantation par des impacts, la plupart de ces phénomènes doivent avoir lieu sous un champ magnétique ambiant intense. Pour évoquer ces processus, il faut connaître l'évolution du champ magnétique au début de l'histoire de Mars.

3.2.3 Quelles informations sur l'évolution primitive du noyau de Mars ?

En faisant l'hypothèse que ce champ magnétique précoce était global, axial et dipolaire, on peut étudier les variations de l'axe du champ magnétique de l'époque en appliquant les méthodes du paléomagnétisme. En effet, les directions d'aimantation terrestre dépendent du lieu de son aimantation. Ainsi, on peut retrouver la position de "paléopôles" magnétiques à une époque donnée en mesurant l'inclinaison et la déclinaison de l'aimantation d'une roche dont l'âge est connu. Or, ces paramètres peuvent être estimés en modélisant les anomalies magnétiques (voir chapitre 4).

À partir des mesures magnétiques de MGS, beaucoup d'études ont publié la position de paléopôles martiens (*Sprenke et Baker*, 2000; *Arkani-Hamed*, 2001a; *Hood et Zakharian*, 2001; *Phillips*, 2002; *Arkani-Hamed et Boutin*, 2004; *Frawley et Taylor*, 2004; *Langlais et al.*, 2004; *Purucker et Whaler*, 2005; *Sprenke*, 2005; *Sprenke et al.*, 2005; *Langlais et Purucker*, 2006; *Quesnel et al.*, 2007). Nos résultats pourront donc être comparés à ces études (Chapitre 9). On aura ainsi accès à des informations cruciales sur l'évolution primitive du champ magnétique de Mars.

Pour discuter l'évolution précoce de la croûte et du noyau de Mars, nous nous baserons donc sur l'étude de plusieurs anomalies magnétiques martiennes. Celles-ci sont situées dans trois régions assez éloignées (voir Figure 3.3), pour couvrir plusieurs époques d'aimantation et pour élargir nos résultats à toute la planète.

Deuxième partie

De la mesure magnétique au modèle de source aimantée : méthode et validation

Chapitre 4

Méthode de modélisation

Nous avons vu dans les précédents chapitres que les anomalies magnétiques de faible longueur d'onde reflétaient la géologie. C'est le cas pour le champ magnétique de Mars. Notre but est de déterminer les caractéristiques des sources aimantées de la croûte martienne, pour contraindre les phénomènes géologiques du début de l'évolution de cette planète.

Une première possibilité est de directement comparer la localisation et la forme des anomalies magnétiques avec les informations géologiques, topographiques, géomorphologiques ou autres, qui sont disponibles. Ceci permet d'estimer d'ores et déjà quelle structure, quelle formation ou quelle profondeur d'aimantation peut être associée à l'anomalie magnétique.

Cependant, cette approche "grossière" doit être affinée. Pour cela, il existe différentes méthodes numériques et/ou géométriques principalement basées sur l'amplitude et la forme des anomalies magnétiques. Dans ce chapitre, nous présentons d'abord quelques-unes de ces approches pour ensuite détailler celle qui a été utilisée pour ce travail. Une des particularités de notre approche est d'inverser les données pour trouver les paramètres de plusieurs sources aimantées. Le choix et le fonctionnement de la méthode inverse sont expliqués dans la troisième partie. Enfin, la dernière partie résume les principales étapes de la modélisation effectuée.

4.1 Les différentes approches / Choix de la méthode

Les méthodes diffèrent en fonction de l'objectif d'étude : si l'on veut connaître la localisation précise d'une formation géologique aimantée, ou si on s'intéresse plus particulièrement à son intensité d'aimantation (liée au contenu en fer), ou aux variations d'aimantation.

Après un bref rappel de la relation entre profondeur et aimantation, nous présentons

succinctement quelques méthodes avec leurs limites pour étudier la géométrie et/ou les paramètres d'aimantation de sources crustales à partir de l'interprétation d'anomalies magnétiques.

4.1.1 Relation profondeur - aimantation

Si l'aimantation est verticale, la profondeur et l'intensité d'aimantation associée à une couche rocheuse sont deux paramètres qui vont principalement déterminer l'amplitude de l'anomalie magnétique. Une formation profonde donnera une anomalie faible par rapport à une formation de même intensité d'aimantation située plus près de la surface (Figure 4.1). Cette différence peut être compensée en augmentant l'intensité d'aimantation pour la couche la plus profonde.

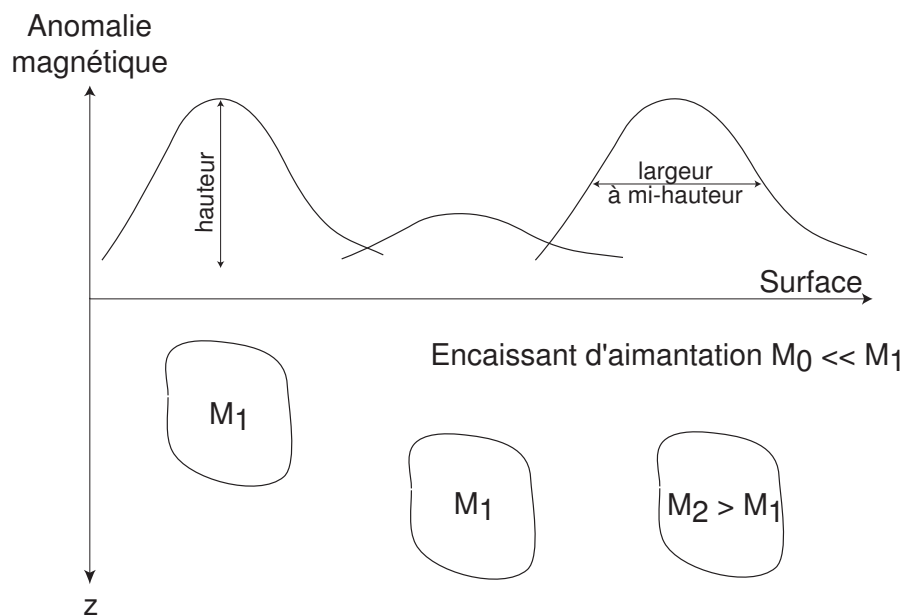


FIG. 4.1 – Influence de la profondeur et de l'aimantation sur l'amplitude de l'anomalie magnétique.

Cette relation d'équivalence entre l'aimantation et la profondeur d'une formation est à la fois un avantage et un inconvénient. C'est un avantage car en faisant une hypothèse sur la valeur d'un des paramètres, on peut aisément étudier les variations de l'autre sur toute une région. En revanche, c'est un inconvénient car pour une seule anomalie, plusieurs modèles sont possibles.

4.1.2 Profondeur de Curie

En utilisant une méthode statistique, [Vacquier et Affleck \(1941\)](#) ont développé une approche pour calculer les variations de la base de la croûte magnétique. On peut interpréter cette limite comme étant la profondeur maximale de l'isotherme de Curie car l'aimantation est effacée lorsque la température (donc la profondeur) est plus grande. L'analyse statistique de l'intensité des anomalies magnétiques d'une région en fonction de la profondeur du toit pour différentes structures à l'origine de l'aimantation permet de contraindre la profondeur de la base de la couche aimantée.

Une méthode dérivée utilise la transformée de Fourier d'une anomalie magnétique (champ total) prédite par un volume aimanté ([Bhattacharyya, 1966](#)). Cette opération fournit le spectre de puissance associé à l'anomalie étudiée. [Spector et Grant \(1970\)](#) ont amélioré le rendement de la méthode en incluant une analyse statistique. En fait, il s'agit de discrétiser la croûte magnétique en blocs prismatiques aimantés. La distribution des valeurs concernant la taille, la profondeur, l'épaisseur et l'aimantation est représentée en termes statistiques. La pente du spectre final varie en fonction de la profondeur des sources. Ainsi, on différencie les sources proches de la surface des sources profondes (voir aussi [Shuey et al., 1977](#)).

Une des conditions pour utiliser ces méthodes spectrales est que les profondeurs relatives du toit et de la base de la croûte magnétique étudiée soient assez différentes pour pouvoir les séparer spectralement. Or, cette condition n'est plus remplie à l'altitude du satellite. Seules les variations latérales d'aimantation équivalente dans une couche mince sont accessibles par inversion des anomalies magnétiques. Le produit de la distribution de l'aimantation avec l'épaisseur de la croûte fournit l'intégrale verticale de l'aimantation ([Mayhew, 1982, 1985](#)).

4.1.3 Méthodes dites de "déconvolution"

La méthode de déconvolution d'Euler permet de déterminer rapidement la position des bords de corps aimantés et/ou de leurs profondeurs. Elle est définie par la relation d'homogénéité d'Euler entre le produit du vecteur entre le point de mesure et la source avec le gradient du champ magnétique mesuré, et le produit du champ magnétique avec un indice structural dépendant du modèle considéré ([Thompson, 1982](#); [Reid et al., 1990](#); [Blakely, 1995](#)) : pôle, dipôle, cylindre, etc... Lorsque ce gradient est maximum, la profondeur de la source est rapidement accessible en déconvoluant cette relation d'homogénéité ([Hood, 1965](#)). À l'échelle d'une région, les variations latérales de profondeur d'aimantation sont ainsi révélées par déconvolution d'Euler sur plusieurs profils.

Néanmoins, il est souvent nécessaire de réduire les données magnétiques aux pôles,

pour verticaliser l'aimantation induite des sources ([Baranov et Naudy, 1964](#)). Lorsque la région étudiée est située à une latitude basse ou lorsque l'aimantation a une composante rémanente non-négligeable, la précision de la méthode diminue ([Durrheim et Cooper, 1998](#)). De plus, lorsque les sources ont une géométrie complexe, l'indice structural n'est plus valide.

La déconvolution de Werner divise un profil magnétique d'anomalie en plusieurs groupes d'au moins 4 points de mesure ([Blakely, 1995](#)). Pour chaque groupe, on peut déterminer rapidement la position de la source modélisée par une feuille de dipôles. En théorie, les solutions se regroupent autour de la bonne.

Une des limites de la méthode est qu'une attention particulière doit être portée au choix des points de chaque groupe. En effet, si ceux-ci sont trop rapprochés par rapport à la profondeur de la source, alors ils peuvent représenter une partie linéaire de l'anomalie, ce qui induit une profondeur trop grande. À l'inverse, si les points sont trop espacés, ils peuvent échantillonner plusieurs anomalies sur un profil magnétique ([Blakely, 1995](#)).

4.1.4 Méthodes géométriques

L'analyse de la forme de l'anomalie peut être un outil de détermination de la profondeur du corps aimanté. Par exemple, dans le cas d'une anomalie causée par une sphère uniformément aimantée, la profondeur du centre est égale à deux fois la distance horizontale entre le pic d'anomalie et le point où l'anomalie est la moitié du maximum. Pour utiliser cette méthode, il est nécessaire d'avoir une anomalie isolée, symétrique et d'amplitude relativement forte. La symétrie peut s'obtenir en réduisant aux pôles l'anomalie considérée pour verticaliser l'aimantation ([Baranov et Naudy, 1964](#)).

Ces conditions sont aussi valables si l'on veut utiliser la méthode de Peters ([Peters, 1949](#)). Mais il faut en plus se limiter au cas d'un dyke à bords verticaux d'extension infinie en profondeur. Une seule partie de l'anomalie est considérée. Il faut tracer deux tangentes parallèles proches du maximum et du minimum, de pentes égales à la moitié de celle qui tangente l'anomalie lorsque le gradient est maximum. La profondeur est égale à la distance horizontale entre ces deux tangentes divisée par un coefficient (1.2, 1.6 ou 2 suivant la taille supposée du dyke ; [Peters, 1949](#) ; [Blakely, 1995](#)).

Toujours dans le cas d'un dyke, une approche plus complexe a été développée par [Koulomzine et al. \(1970\)](#). Elle consiste à séparer une anomalie quelconque en une partie symétrique et une partie anti-symétrique en utilisant certaines tangentes entre les points maximum, minimum et d'inflexion. Chaque partie est ensuite analysée individuellement. Là encore, on utilise les distances horizontales de demi-largeur d'anomalie. [Koulomzine](#)

et al. (1970) ont fourni des abaques¹ pour en déduire la profondeur, la largeur et l'inclinaison du dyke. Cette méthode a ensuite été exploitée par *Naudy* (1971) pour déduire rapidement et automatiquement la profondeur d'une source à partir d'un profil magnétique.

Cependant, l'algorithme reste relativement complexe, se limite au cas d'étude de dykes, et ne permet pas de contraindre la géométrie exacte d'une source, ni ses paramètres d'aimantation.

4.1.5 Autres approches

La profondeur de sources modélisées par d'autres types de corps peut être déterminée par l'utilisation du nombre d'onde multimodèle (*Thurston et al.*, 2002). Ce nombre dérive du signal en fonction des dérivées spatiales de l'aimantation, *a priori* connue, pour plusieurs types de corps. Pour une anomalie, une procédure itérative basée sur l'interprétation des courbes "en cloche" du nombre d'onde permet de sélectionner le meilleur corps avec la meilleure profondeur.

Une autre approche utilise la transformée d'Hilbert de la composante verticale du champ magnétique. La transformée d'Hilbert est une intégrale de forme complexe faisant intervenir la transformée de Fourier du signal considéré. Dans le cas d'un dyke infini en profondeur, la somme des points d'intersection de la dérivée de la composante verticale de l'anomalie avec celle de sa transformée d'Hilbert, est égale à deux fois la profondeur du toit. La demi-largeur du toit est aussi reliée à ces points d'intersection. *Dondurur et Pamukçu* (2003) ont montré que cette méthode était aussi performante que celle du spectre de puissance (paragraphe 4.1.2).

Récemment, *Fedi* (2003) ont développé une technique de moyennes pondérées d'aimantation capable de retrouver précisément la profondeur de sources plutôt superficielles, en utilisant des modèles de prismes.

Toutefois, ces trois approches ne permettent pas d'étudier l'aimantation des sources.

Localiser précisément les contrastes d'aimantation dans la croûte (*Meyer et al.*, 1987) est possible grâce à la transformée en ondelettes d'un profil magnétique. En fait, il s'agit d'expliquer le signal à partir d'une somme pondérée de courbes caractéristiques de longueur d'onde différentes (ondelettes plus ou moins dilatées). La longueur d'onde la plus influente est directement reliée à la profondeur du contraste d'aimantation. Sa localisation précise peut être mise en évidence en terme de probabilités et d'entropie de la transformation en ondelettes. Cette dernière montre les gradients les plus élevés où se trouvent les contrastes. *Gumiaux* (2003) a utilisé avec succès cette méthode pour étudier l'aimantation associée à la Nappe de Champtoceaux (Massif Armoricaire, France ; voir Chapitre 6).

¹ courbes de références

Une approche assez originale permet d'estimer les variations latérales d'aimantation en minimisant l'erreur entre les données magnétiques et les prédictions issues d'un modèle de susceptibilité intégrée verticalement (VIS). Le modèle *a priori* est défini à partir d'informations géologiques et d'un modèle d'épaisseur de croûte sismique. Le succès de cette technique a été prouvé en fittant les données CHAMP ([Hemant et Maus, 2005](#)).

Les variations des paramètres d'aimantation à l'échelle globale sont aussi accessibles en considérant des blocs d'épaisseur constante répartis sur une surface. Le principe est d'utiliser des données magnétiques inégalement réparties sur cette surface pour contraindre l'aimantation équivalente de ces blocs modélisés par des dipôles. Une procédure d'inversion est nécessaire pour retrouver l'aimantation de m dipôles à partir de n données magnétiques ([Mayhew, 1979](#); [Von Frese et al., 1981](#)). Au final, chaque dipôle va s'orienter dans une direction satisfaisant les données magnétiques voisines. Plusieurs épaisseurs concernant la couche de dipôles peuvent être testées et comparées. L'épaisseur la plus satisfaisante donne une idée de l'épaisseur de la croûte aimantée. Cette méthode a été utilisée pour interpréter des données magnétiques terrestres ([Ravat et al., 2002](#)) et martiennes ([Purucker et al., 2000](#); [Langlais et al., 2004](#); [Whaler et Purucker, 2005](#)).

Le choix de la méthode d'inversion, du pas et de la géométrie concernant la discrétisation de la couche considérée sont des critères fondamentaux pour appliquer efficacement cette méthode. De plus, il est nécessaire de nettoyer le signal des hautes fréquences dans le cas de données satellitaires ([Mayhew, 1979](#)). Enfin, ce genre d'approche est efficace pour étudier les variations latérales d'aimantation, mais pas pour caractériser les propriétés de sources isolées.

4.1.6 Conclusion

Les approches précédentes sont efficaces pour déterminer la profondeur et/ou l'aimantation des sources avec précision. Cependant, elles sont souvent limitées à un de ces paramètres, car il est nécessaire d'apporter une information *a priori* sur l'autre. Seule la méthode des dipôles équivalents est assez complète. De plus, elle permet d'estimer les directions d'aimantation des sources. Néanmoins, son intérêt pour étudier correctement les sources d'anomalies isolées est limitée.

4.2 Description de l'approche directe

Notre but est de retrouver de façon objective les paramètres d'aimantation et de position de sources isolées à partir de données magnétiques martiennes. Pour cela, de nombreux modèles sont disponibles (voir [Blakely \(1995\)](#) et [Telford et al. \(1976\)](#) pour une

synthèse complète) : monopôle, dipôle ou sphère uniformément aimantée, ligne de dipôles ou cylindre (*Parker Gay, 1965*), feuille de dipôles (*Parker Gay, 1963*), plaque mince polygonale, prisme à bords finis (*Bhattacharyya, 1964; Talwani, 1965; Plouff, 1976*) ou infinis (*Bhattacharyya, 1964*), etc...

Des corps plus complexes peuvent être utilisés en les considérant comme une superposition de polygones (*Talwani, 1965*). Dans le cas de montagnes sous-marines volcaniques (seamounts), *Parker et al. (1987)* ont développé une méthode inverse complexe pour retrouver la géométrie exacte ainsi que les paramètres d'aimantation. De même, certains logiciels récents comme Mag2DC (*Cooper, 1997*) permettent d'estimer précisément la localisation, l'aimantation et la géométrie des sources aimantées en 2 dimensions. Cependant, les données magnétiques martiennes n'ont pas une résolution spatiale suffisante pour comparer la forme des sources avec des formations géologiques locales. Ainsi, nous modéliserons les sources aimantées par des objets simples uniformément aimantés : sphère (dipôle), prisme rectangulaire ou cylindre horizontal (ligne de dipôles).

4.2.1 Sphère

Le moment magnétique d'un dipôle (ou moment dipolaire m en $A.m^2$; équation 1.2) peut être représenté par le produit de l'aimantation M (en A/m) et du volume d'une sphère uniformément aimantée de rayon a (en mètres) :

$$m = M \cdot \frac{4}{3}\pi a^3. \quad (4.1)$$

En exprimant le potentiel V des équations 1.4 et 1.5 en fonction du vecteur moment dipolaire \vec{m} décrit ci-dessus, et en développant, le champ magnétique \vec{b} créé par une sphère uniformément aimantée devient :

$$\vec{b} = \frac{C_m}{r^5} (3(\vec{m} \cdot \vec{r})\vec{r} - r^2 \cdot \vec{m}). \quad (4.2)$$

C_m est un facteur de proportionnalité égal à $10^{-7} H.m^{-1}$ (henry.mètre⁻¹) : c'est en fait $\frac{\mu_0}{4\pi}$ (voir paragraphe 1.1). \vec{r} est le vecteur partant du dipôle et orienté vers un point situé à une distance r . L'intensité des composantes N-S (b_x), E-W (b_y), et verticale (b_z) du champ magnétique autour d'une sphère uniformément aimantée peut ainsi être calculée comme suit :

$$b_x = \frac{C_m}{r^5} (3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_x - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_x) \quad (4.3)$$

$$b_y = \frac{C_m}{r^5} (3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_y - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_y) \quad (4.4)$$

$$b_z = \frac{C_m}{r^5} (3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_z - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_z), \quad (4.5)$$

avec m_x, m_y, m_z, r_x, r_y , et r_z respectivement les composantes N-S, E-W, et verticales des vecteurs \vec{m} et \vec{r} , sachant que l'axe x est positif vers le nord, l'axe y positif vers l'est et l'axe z positif vers le centre de la planète.

La sphère est un objet permettant d'étudier une anomalie magnétique en 3 dimensions, c'est à dire en x (N-S), y (E-W) et b (axe correspondant à l'intensité de l'anomalie).

4.2.2 Prisme rectangulaire

[Bhattacharyya \(1964\)](#) a développé une méthode qui intègre des petits éléments de volume dans un corps uniformément aimanté de forme prismatique. L'anomalie due à un prisme rectangulaire à bords finis est décomposée en deux anomalies créées par deux prismes rectangulaires infinis en profondeur, dont les toits respectifs correspondent au toit et à la base du prisme à bords finis. Cette approche nécessite d'utiliser deux fois le même algorithme, ce qui augmente le temps de calcul.

Une autre approche, calculant directement l'effet d'un prisme rectangulaire uniformément aimanté, a été choisie. En effet, un prisme est un volume pouvant être défini par une superposition de lamelles polygonales ([Talwani, 1965](#)). L'aimantation de ces lamelles est intégrée en entrant les coordonnées des coins de chacune (intégration de plusieurs surfaces). Les composantes du champ magnétique créé par un volume quelconque et uniformément aimanté sont alors exprimées comme suit :

$$b_x = J_x V_1 + J_y V_2 + J_z V_3 \quad (4.6)$$

$$b_y = J_x V_2 + J_y V_4 + J_z V_5 \quad (4.7)$$

$$b_z = J_x V_3 + J_y V_5 + J_z V_6, \quad (4.8)$$

avec J_x, J_y et J_z , les composantes de l'intensité de l'aimantation. Les termes V_1 à V_6 sont des intégrales assez complexes du volume découpé en plusieurs surfaces. En considérant des polygones d'épaisseur connue plutôt que des lamelles, [Plouff \(1976\)](#) décrit ces intégrales pour le cas d'un prisme rectangulaire :

$$V_1 = - \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \arctan \frac{b_j z_k}{a_i R_{ijk}} \quad (4.9)$$

$$V_2 = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \ln R_{ijk} + z_k \quad (4.10)$$

$$V_3 = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \ln R_{ijk} + b_i \quad (4.11)$$

$$V_4 = - \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \arctan \frac{a_i z_k}{b_j R_{ijk}} \quad (4.12)$$

$$V_5 = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \ln R_{ijk} + a_i \quad (4.13)$$

$$V_6 = - \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \arctan \frac{a_i b_j}{z_k R_{ijk}}, \quad (4.14)$$

où (i, j, k) sont des indices égaux à 1 ou 2 et délimitant les arêtes du prisme dans les directions (x, y, z) , où $R_{ijk} = \sqrt{a_i^2 + b_j^2 + z_k^2}$, et où $s = s_i s_j s_k$ avec $s_1 = -1$ et $s_2 = +1$. $(a_i, b_j$ et $z_k)$ sont les coordonnées des coins par rapport au point de mesure.

Comme dans le cas de la sphère, utiliser un prisme uniformément aimanté permet de modéliser une anomalie en 3D.

4.2.3 Cylindre horizontal

Certaines anomalies magnétiques nécessitent d'utiliser un autre modèle que la sphère ou le prisme : nous avons choisi le cylindre horizontal.

Le potentiel magnétique du cylindre horizontal est décrit par [Blakely \(1995\)](#) (voir aussi [Parker Gay \(1965\)](#)) :

$$V = 2C_m \pi a^2 \frac{M \cdot \vec{r}}{r}, \quad (4.15)$$

où a est le rayon du cylindre (en mètres), M , l'aimantation et \vec{r} , le vecteur entre le centre du cylindre et le point d'observation, perpendiculaire au cylindre. En fait, seules les composantes de l'aimantation qui sont perpendiculaires à l'allongement du cylindre sont significatives : celui-ci est perpendiculaire au profil de l'anomalie et son extension latérale est infinie. L'utilisation du cylindre est donc principalement limitée à la modélisation en 2D. L'équation 4.15 est aussi le potentiel magnétique dû à une ligne de dipôles car le produit $\pi a^2 M$ correspond au moment dipolaire m par unités de longueur.

À partir des équations 1.4 et 4.15, on obtient les composantes du champ magnétique créé par un cylindre uniformément aimanté (ou ligne de dipôles) :

$$b_x = \frac{2C_m}{r^4} (2(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_x - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_x) \quad (4.16)$$

$$b_y = \frac{2C_m}{r^4} (2(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_y - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_y) \quad (4.17)$$

$$b_z = \frac{2C_m}{r^4} (2(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z)r_z - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2)m_z). \quad (4.18)$$

Les composantes m_x, m_y, m_z, r_x, r_y , et r_z sont équivalentes à celles des équations 4.3, 4.4 et 4.5 de la sphère. Il faut noter que le champ magnétique d'un cylindre horizontal

aimanté est inversement proportionnel au carré de la distance entre le centre du cylindre et le point d'observation, alors que c'est en $\frac{1}{r^3}$ pour la sphère.

4.2.4 Étapes de la modélisation directe

Notre objectif est de retrouver les paramètres de sources crustales à l'origine d'anomalies magnétiques. Les précédents modèles nous permettent de tester des combinaisons de paramètres (p_1, p_2, \dots, p_m) représentés par le vecteur p . Ceux-ci doivent prédire les données observées $d = (d_1, d_2, \dots, d_N)$ à partir des relations 4.3, 4.4, 4.5 pour la sphère, 4.6, 4.7, 4.8 pour le prisme rectangulaire et 4.16, 4.17, 4.18 pour le cylindre horizontal. Ces équations sont de la forme :

$$d = g(p). \quad (4.19)$$

Dans les cas de la sphère et du cylindre, les paramètres d'entrée sont la latitude, la longitude et la profondeur du centre, son rayon, l'intensité d'aimantation, son inclinaison et sa déclinaison. Pour le prisme, on entre les latitudes, longitudes et profondeurs maximum et minimum, l'intensité, l'inclinaison et la déclinaison de l'aimantation.

Le démarche adoptée est de tester les combinaisons de paramètres par exploration systématique des valeurs possibles. Cependant, cette exploration peut se restreindre à des intervalles étroits pour les paramètres de localisation, car la première étape d'observation des anomalies nous permet déjà de les contraindre (voir début du chapitre). De même, la forme des anomalies apporte aussi une contrainte *a priori* sur la profondeur et l'intensité d'aimantation. Généralement, ces premières estimations sont assez proches de la solution, même si elles restent peu contraintes. Les valeurs de l'inclinaison et la déclinaison sont ensuite explorées.

Lorsque la différence entre observations et prédictions (résidus) est proche de 0, le modèle est retenu. Le problème est que le nombre de paramètres nous empêche tout de même d'effectuer une exploration systématique pour chacun d'entre eux, car cette recherche est extrêmement coûteuse en temps de calcul. Pour affiner la détermination des paramètres des sources, une méthode inverse a donc été mise en oeuvre.

4.3 Description de l'approche inverse

Le problème inverse consiste à évaluer les paramètres du modèle à partir des données observées telles que :

$$d = g(p) + n, \quad (4.20)$$

où n représente l'erreur associée aux données. Elle tient compte de l'information *a priori* connue ou non sur les données et les paramètres. Par exemple, l'erreur instrumentale lors

de la mesure rentre dans ce vecteur n (si elle est connue).

Plusieurs types d'inversion sont possibles. Le choix va dépendre de g et n . Dans une première partie, nous discutons les différentes approches disponibles pour expliquer notre choix de l'inversion généralisée par les moindres carrés. La seconde partie décrit les équations de notre problème inverse.

4.3.1 Choix de la méthode

Si l'opérateur g de l'équation 4.20 est linéaire mais non-inversible, la théorie des moindres carrés permet de résoudre facilement le problème ([Tarantola et Valette, 1982](#)). Il s'agit de rechercher p tel que la quantité $(d - g(p))^T(d - g(p))$ soit minimale.

Malheureusement, les opérateurs des équations (4.3, 4.4, 4.5), (4.6, 4.7, 4.8), et (4.16, 4.17, 4.18) sont non-linéaires, faisant intervenir plusieurs fois les composantes des vecteurs \vec{r} et \vec{m} . La méthode algébrique précédente ne peut être utilisée. Deux approches permettent alors de résoudre ce problème inverse non-linéaire.

Tout d'abord, lorsque le bruit n est équivalent à une variable aléatoire de distribution de probabilité quelconque, il est possible d'utiliser une méthode stochastique basée sur les simulations de type Monte-Carlo ([Mosegaard et Tarantola, 2002](#)).

Cette technique exprime la potentialité d'une valeur en terme probabiliste : paramètres et données sont considérés comme des variables aléatoires caractérisées par leurs densités de probabilité, estimées par le problème direct. Cette approche utilise la formule de Bayes exprimant la probabilité pour que les paramètres adoptent une certaine configuration suivant les données. L'écart entre données observées et prédites entre en compte dans le calcul : plus celui-ci est élevé, plus la probabilité associée au paramètre sera faible. Cependant, plus le nombre de paramètres est grand, plus le nombre de configuration à tester sera grand, suivant la précision souhaitée. En effet, pour M paramètres pouvant prendre N valeurs, M^N configurations seront à traiter. L'astuce consiste alors à employer la technique des marches aléatoires : ce sont les méthodes dites de Monte-Carlo basées sur les Chaînes de Markov. C'est un processus itératif qui "tire au sort" une valeur de paramètre à chaque étape. Chacune des étapes dépend de l'étape précédente pour former une chaîne de probabilité associée à chaque valeur échantillonnée. L'état initial de la chaîne est tiré au hasard, n'influençant pas la solution finale. Pour faire converger la chaîne vers une configuration stationnaire unique, l'algorithme de Metropolis peut être utilisé ([Mosegaard et Tarantola, 1995](#)). Celui-ci permet entre autre d'éviter à la marche aléatoire de rester figée dans un minimum local. Néanmoins, il est nécessaire d'effectuer un grand nombre d'itérations pour améliorer la probabilité associée à la valeur finale.

L'autre approche consiste à utiliser un processus itératif qui linéarise le problème à chaque pas (approche quasi-newtonnienne). L'équation 4.19 est alors remplacée par son développement de Taylor au premier ordre (dérivée partielle). Il est alors nécessaire de sur-déterminer le problème en utilisant un nombre de données supérieur au nombre de paramètres, et en entrant des informations *a priori* raisonnables sur les valeurs idéales des paramètres. En d'autres termes, ceux-ci peuvent être assimilés à des variables aléatoires de distribution gaussienne. Le critère de convergence est calculé selon les moindres carrés (voir définition paragraphe suivant). À chaque pas, les paramètres sont un peu corrigés pour diminuer ce critère. La valeur de correction est calculée par les dérivées partielles. Lorsque le critère se stabilise en-dessous d'un certain seuil et que les paramètres ne varient plus, l'itération s'arrête.

Cette approche permet de gagner beaucoup de temps de calcul, car les paramètres sont pratiquement déjà connus au début de l'inversion si une étape de modélisation directe est faite. Notre choix s'est donc porté sur celle-ci. Dans la suite, nous détaillons cette méthode appliquée à la recherche des paramètres de dipôles à partir de mesures magnétiques.

4.3.2 Description de l'inversion

Problème inverse

Dans notre problème, les données sont les mesures (b_x, b_y, b_z) du champ magnétique par le magnétomètre vectoriel de MGS, avec leurs coordonnées (p_x, p_y, p_z) . Les inconnues sont les paramètres des sources crustales, modélisées par des sphères, prismes ou cylindres uniformément aimantés. Les relations entre données et paramètres correspondent aux équations (4.3, 4.4, 4.5), (4.6, 4.7, 4.8), et (4.16, 4.17, 4.18).

Si nous considérons un ensemble x de paramètres comprenant les données d et les inconnues p , l'équation 4.20 du problème inverse est alors équivalente à :

$$f(x) = d - g(p) = 0, \quad (4.21)$$

où $f(x)$ peut être assimilé au gradient du produit $n^T n$. C'est une méthode dite du "gradient conjugué".

Résolution

Tarantola et Valette (1982) démontrent que cette relation peut se résoudre en procédant par itération de la formule suivante :

$$\hat{p}_{k+1} = p_0 + (G_k^T \cdot C_{d_0 d_0}^{-1} \cdot G_k + C_{p_0 p_0}^{-1})^{-1} \cdot G_k^T \cdot C_{d_0 d_0}^{-1} \cdot [d_0 - g(\hat{p}_k) + G_k \cdot (\hat{p}_k - p_0)], \quad (4.22)$$

où \hat{p}_{k+1} correspond aux valeurs de chaque paramètres à l'itération $k + 1$, et p_0 aux valeurs initiales. G_k est la matrice des dérivées partielles : $G_k = \partial g^i / \partial p^\alpha$. Elles sont décrites dans l'Annexe A.1. $C_{d_0 d_0}$ et $C_{p_0 p_0}$ sont les matrices de covariance associées aux données et aux paramètres. d_0 correspond aux valeurs initiales des données, donc aux mesures. Les valeurs des données sont recalculées grâce à $g(\hat{p}_k)$, où \hat{p}_k sont les paramètres de l'itération k .

Pour simplifier le problème, seules les équations de la sphère seront utilisées. La source finale est donc équivalente à un dipôle. La modélisation se fait donc en 3D. Néanmoins, des tests inversant un seul profil correspondant à une anomalie seront parfois effectués.

Les paramètres en jeu sont les composantes (r_x, r_y, r_z) du vecteur \vec{r} entre le dipôle et le point d'observation, et les composantes (m_x, m_y, m_z) du moment dipolaire m (voir le paragraphe 4.2.1).

Le système de paramètres (m_x, m_y, m_z) peut être remplacé par le système (m, I, D) . Lorsque les mesures magnétiques disponibles sont scalaires (ce qui est souvent le cas en géomagnétisme), il faut utiliser l'expression de ces dérivées selon (x, y, z) dans l'expression des dérivées partielles associées à la composante totale du champ magnétique, soit :

$$\frac{\partial B}{\partial p_i} = \frac{b_x \frac{\partial B_x}{\partial p_i} + b_y \frac{\partial B_y}{\partial p_i} + b_z \frac{\partial B_z}{\partial p_i}}{\sqrt{b_x^2 + b_y^2 + b_z^2}} \quad (4.23)$$

avec p_i , la composante i (x, y ou z) du paramètre p (m ou r). b_x, b_y et b_z sont les composantes du champ magnétique prédit. Dans le cas de mesures sur Terre, elles correspondent à la somme du champ prédit par la source locale et du champ magnétique principal à l'endroit de la mesure.

Les écarts-types associés aux paramètres

La matrice de covariance $C_{p_0 p_0}$ est symétrique. Elle contient les variances *a priori* des paramètres. Au début de l'inversion, les valeurs d'écarts-types pour chaque paramètre doivent être définies. Nos tests directs nous permettent d'avoir une idée raisonnable de leurs valeurs idéales. Ainsi, chacun correspondra *a priori* à une variable aléatoire dont la distribution est gaussienne. L'écart-type représente alors la largeur de la gaussienne.

Si on estime le paramètre bien contraint par l'approche directe, alors un écart-type faible lui est administré. Le problème est qu'un écart-type trop faible ne permet pas d'explorer d'autres valeurs susceptibles d'être solutions.

De plus, la corrélation entre les paramètres est très forte : en fixer un peut empêcher une autre de varier durant l'inversion, qui ne peut converger. Dans notre cas, ce genre de problème existe du fait de la dépendance entre la profondeur et le moment dipolaire (voir

paragraphe 4.1). Il faut donc "tester" d'autres valeurs d'écart-types lorsque l'inversion ne converge pas.

Une autre alternative est de mettre un écart-type fort. Dans ce cas, l'inversion explore un large panel de valeurs autour de celle définie *a priori*, et converge normalement vers une solution unique. Là encore, la forte corrélation entre les paramètres peut amener l'algorithme à converger vers un minimum local. La méthode du gradient conjugué ne permet pas à l'inversion de se sortir de ce minimum.

Pour ce problème relatif aux valeurs *a priori* d'écart-types associés aux paramètres, la modélisation directe peut aider à visualiser la corrélation entre les paramètres, en jouant sur les valeurs des paramètres pour modifier l'allure du signal prédit. Ainsi, lorsque l'inversion nécessite de baisser l'écart-type d'un paramètre, on sait qu'un autre paramètre en dépend et qu'il faudra modifier son écart-type.

La modélisation directe est donc une étape cruciale pour estimer les paramètres et leurs écarts-types *a priori* pour l'inversion généralisée.

Les écarts-types associés aux données

Un autre paramètre important pour optimiser l'algorithme est l'écart-type associé aux données (le bruit n de l'équation 4.20). Si celui-ci est trop grand, alors l'inversion va rapidement converger vers une solution qui explique mal les données. Dans le cas contraire, l'inversion va diverger, ne trouvant aucune solution capable d'expliquer les données avec autant de précision. Plusieurs essais sont donc nécessaires, en jouant sur cette valeur d'écart-type associée aux données. Souvent, un test révélateur est de fixer les paramètres *a priori* avec les valeurs issues du meilleur modèle direct, et ensuite jouer sur cet écart-type des données pour optimiser l'inversion.

Dans notre cas, les données les plus significatives du signal magnétique étudié auront un écart-type correspondant à un certain pourcentage de leur valeur (écart-type des valeurs fortes), tandis que celles qui sont moins importantes dans la caractérisation du signal auront un écart-type fixé, en nanoTeslas. La valeur seuil servant de critère pour déterminer si une valeur est significative ou non est généralement fonction du maximum du signal et de la forme de l'anomalie. Si le maximum correspondant au centre d'une anomalie est de 500 nT, et que l'anomalie est petite par rapport à la zone d'étude, alors beaucoup de données peu intenses par rapport au pic seront peu intéressantes à inverser : on peut alors assigner une erreur de l'ordre de 5 nT lorsque l'intensité est inférieure à 50 nT. Pour des données supérieures à 50 nT, on peut fixer un écart-type correspondant à 10 % de la valeur.

Cette technique permet surtout de fixer une erreur minimale aux données. Celle-ci peut correspondre au bruit instrumental et au bruit externe lors de la mesure.

Critère de convergence

À chaque itération, la valeur du χ^2 est calculée comme suit :

$$\chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{g(\hat{p}_k)^i - d_0^i}{\sqrt{C_{d_0 d_0^i}}} \right)^2}{N}, \quad (4.24)$$

avec N , le nombre de données. Les autres termes dérivent de l'équation 4.22.

Ce paramètre est un critère de convergence (nommé "critère des moindres carrés"). Lorsque le bruit n associé aux données est nul (variance nulle), la meilleure configuration de paramètres doit engendrer un χ^2 proche de 0. Lorsque n n'est pas négligeable et peut être défini comme une variable aléatoire de distribution gaussienne, le χ^2 du meilleur modèle est plutôt proche de 1.

Une fois que la convergence vers une solution acceptable est atteinte, l'itération s'arrête. Le χ^2 final est évalué. L'algorithme qui calcule cette valeur permet aussi de classer les prédictions suivant leur écart par rapport aux données (résidus). Dix classes d'intervalles de résidus normalisés par rapport à l'écart-type sont remplies. Leur répartition finale doit suivre une distribution gaussienne dans laquelle les classes du milieu (résidus < 1 écart-type) sont les plus remplies (Figure 4.2).

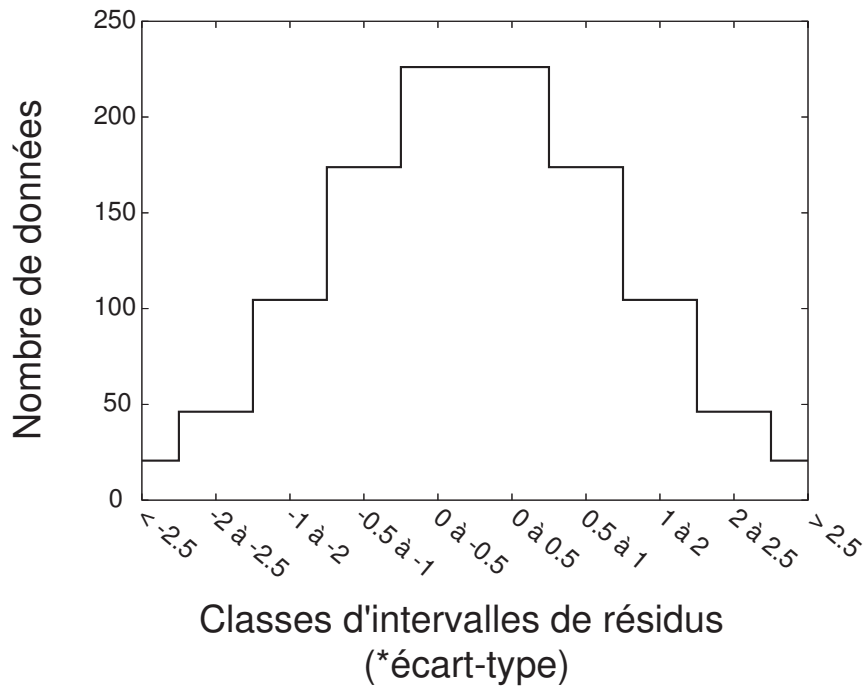


FIG. 4.2 – Exemple de distribution gaussienne des résidus lorsque le modèle issu de l'inversion est parfait.

Lorsque cette courbe de distribution possède un pic au niveau des classes extrêmes, il

est possible d'enlever les données correspondantes pour refaire une inversion. Dans notre cas, ces données sont souvent situées en bordure de l'anomalie magnétique considérée.

Calcul des valeurs *a posteriori*

À la fin de l'inversion (*a posteriori*), la latitude, la longitude et leurs incertitudes associées (exprimées en degrés) sont déduites des coordonnées horizontales et leurs écarts-types respectifs *a posteriori* (exprimées en mètres par rapport à l'origine O définie arbitrairement). La valeur de la profondeur et son erreur *a posteriori* (exprimées en mètres) sortent directement du programme d'inversion. Les écarts-types correspondent à la racine carrée des valeurs diagonales de la matrice de covariance *a posteriori* des paramètres.

La valeur du moment dipolaire m est obtenue *a posteriori* par :

$$m = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2}. \quad (4.25)$$

Ni le volume aimanté (sphère), ni l'intensité de l'aimantation ne sortent de l'inversion. Seule une hypothèse sur le rayon peut permettre d'estimer l'intensité de l'aimantation et vice-versa. À partir des écarts-types *a posteriori* sur m_x , m_y et m_z , l'erreur *a posteriori* associée à m correspond à :

$$\sigma_m = \frac{\partial m}{\partial m_x} \sigma_{m_x} + \frac{\partial m}{\partial m_y} \sigma_{m_y} + \frac{\partial m}{\partial m_z} \sigma_{m_z} = \frac{m_x \sigma_{m_x} + m_y \sigma_{m_y} + m_z \sigma_{m_z}}{m}. \quad (4.26)$$

Pour connaître l'inclinaison I et la déclinaison D du moment dipolaire, il faut appliquer :

$$I = \arctan \left(\frac{m_z}{\sqrt{m_x^2 + m_y^2}} \right) \quad (4.27)$$

$$D = \arctan \left(\frac{m_y}{m_x} \right). \quad (4.28)$$

Les écarts-types associés sont :

$$\sigma_I = \frac{1}{\sqrt{m_x^2 + m_y^2}} \left[\frac{\sigma_{m_z}}{1 + \frac{m_z^2}{m_x^2 + m_y^2}} + m_z \cdot \left(\frac{\sigma_{m_y} \cdot m_y + \sigma_{m_x} \cdot m_x}{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} \right) \right] \quad (4.29)$$

$$\sigma_D = \frac{\sigma_{m_y} \cdot m_x + \sigma_{m_x} \cdot m_y}{m_x^2 + m_y^2}. \quad (4.30)$$

4.4 Synthèse des différentes étapes

Un algorithme similaire a été développé par [McGrath et Hood \(1973\)](#). Mais ce programme se limitait à la recherche des paramètres associés à des sources aimantées de

structure linéaire, infinie en profondeur (2D). Notre approche étant d'utiliser des sources à géométrie simple en 3D, une autre procédure a été développée. Elle est présentée sous forme schématique sur la figure 4.3.

Notre but est de déterminer les paramètres de sources aimantées à partir de mesures magnétiques. La première étape consiste à comparer les informations entre la carte géologique, topographique ou autre avec la carte des anomalies magnétiques. Ceci permet d'évaluer où se situent les sources et d'estimer leur aimantation si elles correspondent à une formation dont on connaît les propriétés magnétiques. Ensuite, ces sources sont modélisées par des sphères, prismes ou cylindres uniformément aimantés : c'est l'étape de modélisation directe (2D ou 3D). Il s'agit alors d'ajuster au mieux les paramètres de ces objets (position, aimantation, géométrie) pour prédire le signal observé. Ceci est réalisé à partir de l'étape précédente (informations sur la position notamment) et grâce à une exploration des valeurs possibles des paramètres, en calculant pour chaque configuration les r.m.s. *a posteriori* entre données observées et prédites. Plus les r.m.s. sont faibles, plus le modèle est bon. Il est nécessaire d'explorer tout de même des intervalles assez larges pour trouver un modèle adéquat. Cette première étape permet d'estimer raisonnablement les paramètres d'une ou plusieurs sources.

Ces valeurs servent alors de paramètres *a priori* dans un programme d'inversion généralisée non-linéaire. Seules les équations de la sphère sont utilisées pour retrouver les paramètres d'un ou plusieurs dipôles (modélisation 3D). Les incertitudes associées aux paramètres et aux données doivent aussi être précisées *a priori*.

L'inversion utilise la méthode du gradient conjugué pour converger vers une solution stable. À chaque pas, l'amélioration ou non du modèle est déterminée en fonction de la valeur du χ^2 (critère des moindres carrés). Lorsque cette valeur est minimale, se stabilise, et que les paramètres ne varient plus, l'inversion s'arrête.

La distribution des résidus *a posteriori* est contrôlée : si celle-ci n'est pas une courbe gaussienne centrée en 0 mais possède un ou plusieurs pics au niveau des classes extrêmes, il est possible d'éliminer les données correspondantes et de recommencer l'inversion. De même, si les incertitudes *a posteriori* sur les paramètres sont très proches de celles *a priori*, alors on peut recommencer l'inversion en changeant ces incertitudes *a priori*. Enfin, si le χ^2 final est très supérieur à 1, alors il faut jouer sur la valeur *a priori* de l'incertitude associée aux données.

Lorsque les précédents tests sont positifs, le modèle final est entré dans l'algorithme direct pour prédire le signal. L'accord entre données observées et prédites peut alors être exprimé par le calcul des r.m.s.

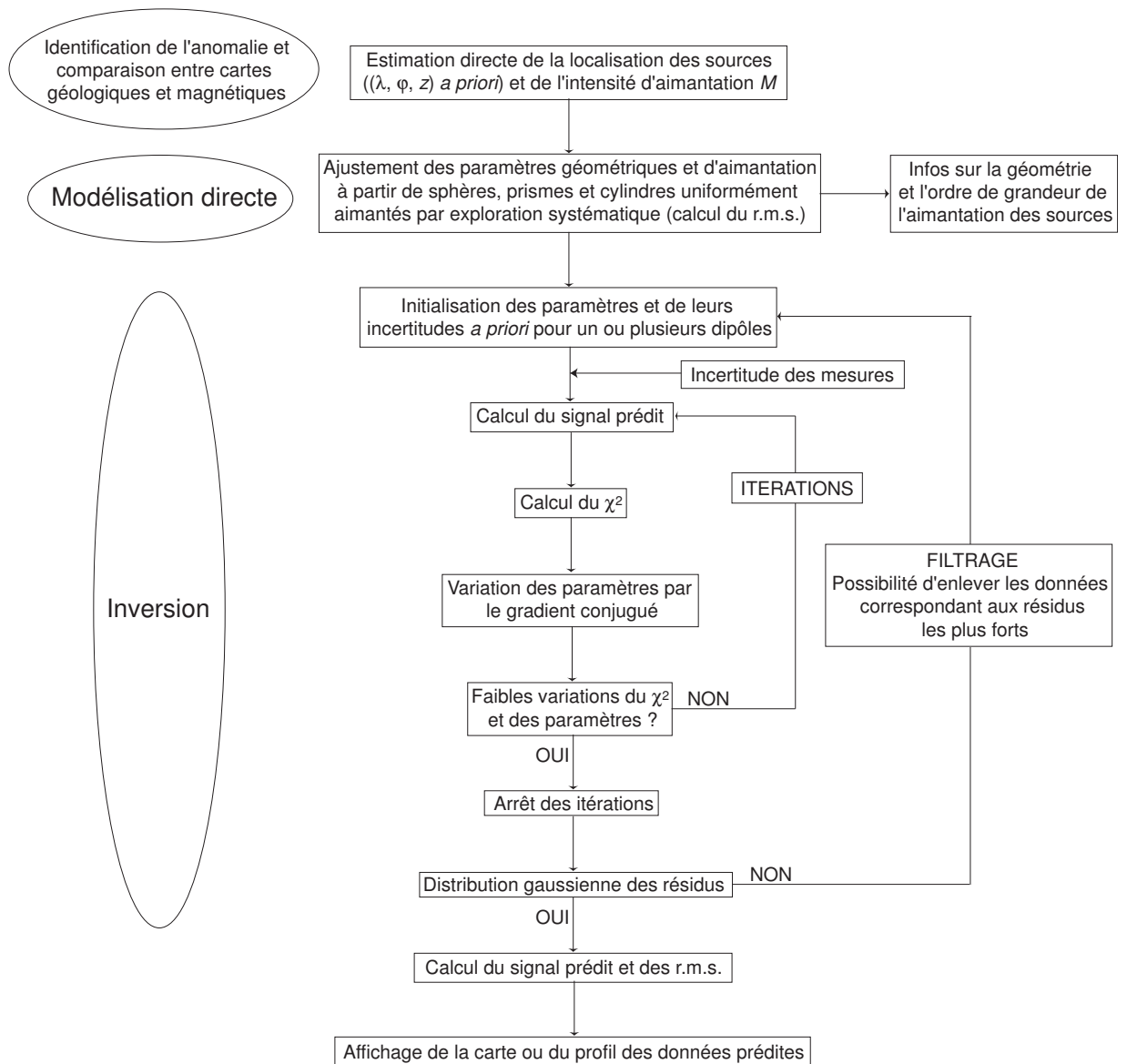


FIG. 4.3 – Description schématique de l'algorithme élaboré pour ce travail.

Outre cet algorithme principal, il a fallu construire des codes annexes pour la sélection des données magnétiques, pour exprimer les coordonnées et les composantes du champ dans un système (r, θ, ϕ) , et pour l’affichage des données en carte ou en profil.

Chapitre 5

Tests avec des mesures synthétiques

La méthode présentée dans le chapitre précédent combine modélisation directe et inversion des données magnétiques. Grâce à elle, on est à même de trouver les paramètres de sources crustales aimantées, symbolisées par des dipôles. Mais il est nécessaire de visualiser certains aspects critiques du mécanisme développé pour l'appliquer avec rigueur : par exemple, la corrélation entre les paramètres, l'influence de l'altitude de mesure, du bruit associé, etc...

Ce chapitre est dédié aux résultats et interprétations de tests synthétiques. Le mot "synthétique" signifie "créé par un modèle direct". Les paramètres de ce modèle sont "initiaux", alors que les paramètres entrés pour l'inversion sont "*a priori*". Enfin, ceux du modèle sortant de l'inversion sont "*a posteriori*" ou "finaux".

Une première partie présente des simulations utilisant des données aéromagnétiques synthétiques. Ceci permet notamment d'élargir le champ dans lequel cette technique peut être utilisée. La faible altitude des données rend ces simulations intéressantes à comparer avec des simulations utilisant des données magnétiques satellitaires, auxquelles la deuxième partie se consacre plus largement.

5.1 Simulation d'étude aéromagnétique

Sur Terre, la géométrie et l'aimantation des formations géologiques superficielles peuvent être caractérisées en étudiant les anomalies magnétiques révélées par des campagnes de mesures en surface ou à bord d'avions. La longueur d'onde est alors très inférieure à celle des anomalies magnétiques révélées par des mesures satellitaires. Pour développer l'utilisation de la méthode présentée au chapitre précédent, des tests ont été réalisés en utilisant des données aéromagnétiques synthétiques.

Une des hypothèses de travail est de considérer une seule altitude de mesure : 3 km. Nous avons choisi de principalement concentrer ces tests sur plusieurs aspects : l'in-

paramètre à l'origine de cette divergence est modifié, puis les tests sont relancés. Notamment, les valeurs d'incertitude *a priori* des données sont évaluées après plusieurs essais.

5.1.1 Une seule source

Dans cette première configuration, la source à l'origine de l'anomalie est située au centre d'une zone de 40 km (N-S) x 20 km (E-W), correspondant à 8040 données réparties en profils N-S. L'amplitude maximale de l'anomalie est d'environ 100 nT (+50 à -50 nT), alors que sa longueur d'onde augmente avec la profondeur de la source. L'inclinaison et la déclinaison initiales sont de -30° et 150° , respectivement. La position de la source est calculée en fonction de sa distance à l'origine.

La paramétrisation *a priori* de l'inversion est montrée dans le Tableau 5.1.

Paramètre	Valeur <i>a priori</i>	Incertainude <i>a priori</i>
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	22.3	1
y (km)	6.75	0.1
z (km)	0 à 20	0.1, 1 ou 10

TAB. 5.1 – Paramétrisation des tests d'inversion avec une seule source. (m_x , m_y , m_z) et (x , y , z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées du dipôle, respectivement.

La localisation horizontale du dipôle est fixée en laissant des incertitudes *a priori* faibles. En revanche, les composantes du moment dipolaire ont une erreur *a priori* de 100 % pour compenser les variations de la profondeur. Ceci implique des variations d'inclinaison et déclinaison, mais généralement, l'inversion les retrouve facilement. L'incertitude *a priori* est de 5 %, jamais inférieure à 7 nT lorsque les données synthétiques sont bruitées, à 2 nT sinon. Le nombre total d'inversions effectuées pour ces tests est de 15360.

Les résultats sont présentés sous la forme d'un histogramme dans lequel l'abscisse correspond à différentes classes d'intervalles entre la profondeur *a posteriori* et initiale, et l'ordonnée correspond au nombre cumulé de tests. La représentation est indépendante de la profondeur *a priori*. La classe la plus à gauche correspond à un intervalle minimal. Plus le nombre d'inversions y est important, plus la configuration testée est idéale. A l'inverse, plus la classe de droite est remplie, plus la configuration est mauvaise.

La Figure 5.2 compare les histogrammes résultant de plusieurs configurations variant en fonction de l'incertitude *a priori* sur la profondeur et du jeu de données inversées.

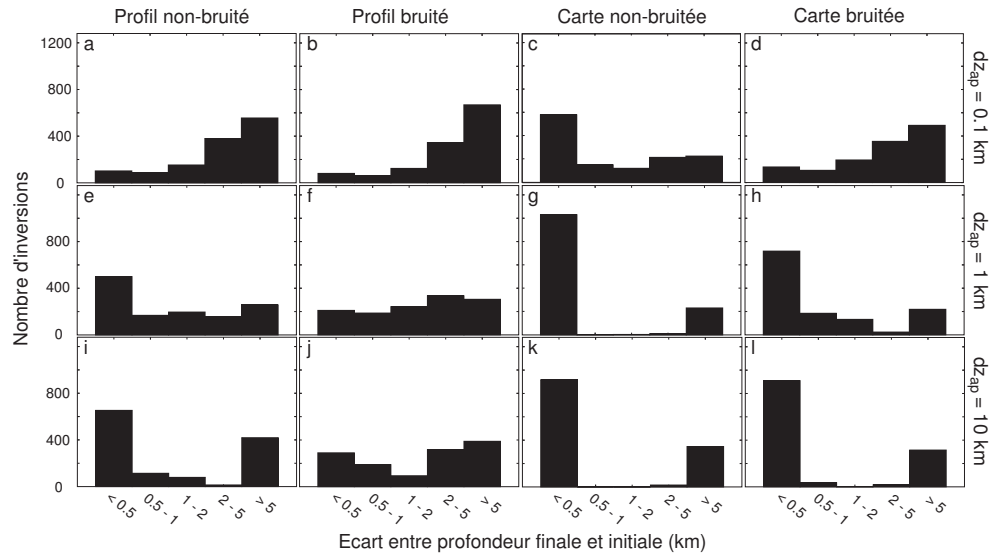


FIG. 5.2 – Histogrammes indiquant le nombre d'inversions en fonction de l'écart entre les valeurs *a posteriori* et initiale de la profondeur du dipôle. Les lignes correspondent à différentes incertitudes *a priori* sur la profondeur : 0.1 (a-d), 1 (e-h) et 10 km (i-l), de haut en bas, respectivement. Les colonnes dépendent des données inversées : un seul profil non-bruité, bruité, toute la carte non-bruitée, et bruitée.

Dans la plupart des cas, l'écart entre la profondeur finale et initiale est minimal (< 0.5 km), ce qui montre la capacité de la méthode à déterminer précisément la profondeur d'une source aimantée superficielle en utilisant des données aéromagnétiques. Néanmoins, ces tests permettent de confirmer que l'incertitude *a priori* ne doit pas être trop petite. Si tel est le cas (histogrammes a à d), alors seul un important jeu de données non-bruitées permettra de converger vers le bon modèle (histogramme c). Ces résultats montrent aussi que l'utilisation d'un seul profil caractérisant l'anomalie peut suffire pour au moins retrouver la profondeur de la source (histogrammes e et i). Mais la propreté des mesures est alors cruciale (histogrammes f et j). Ceci est d'ailleurs vrai même si l'anomalie a une amplitude faible (résultats non présentés). Lorsque l'anomalie est bien caractérisée (carte de données) et l'incertitude *a priori* assez grande, le bruit associé aux données importe peu (histogrammes k et l).

Pour vérifier la validité des configurations, nous avons aussi choisi de représenter les valeurs de χ^2 en fonction des profondeurs *a priori* et initiales (Figure 5.3). Chaque courbe regroupe les points correspondant à une même profondeur initiale.

Les graphiques a et c confirment que, lorsque l'incertitude *a priori* est petite, seule

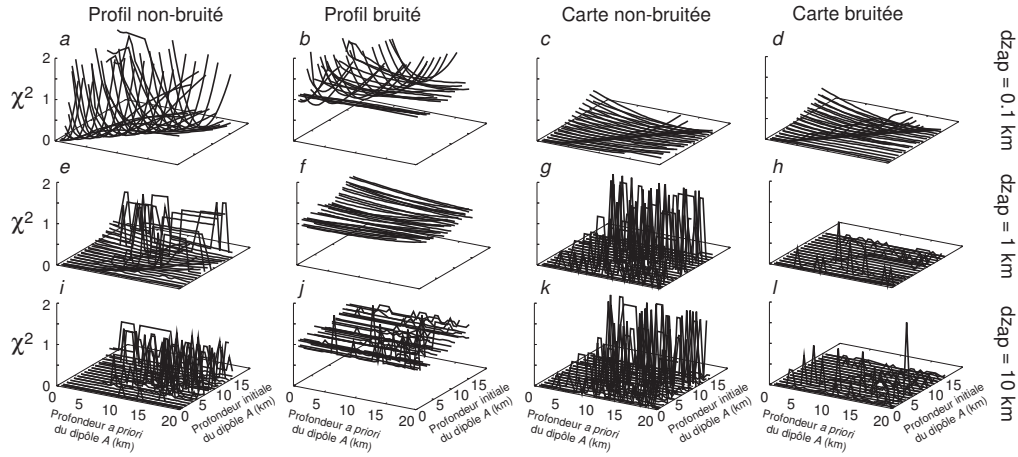


FIG. 5.3 – Variation du χ^2 *a posteriori* en fonction de la proximité entre profondeurs *a priori* et initiale. Les indices sont équivalents à ceux de la Figure 5.2. L'échelle des ordonnées est toujours la même.

une profondeur *a priori* proche de la solution garantit un bon modèle (χ^2 les plus faibles sur la droite de pente 1 entre profondeurs *a priori* et initiales). Ceci se vérifie aussi lorsque le bruit des données est fort (graphiques *b* et *d*). L'erreur due à une profondeur *a priori* trop éloignée de l'initiale est moins importante lorsque l'on utilise un jeu de données conséquent que lorsqu'il est limité à un seul profil (creux plus larges sur les courbes du graphique *c* que sur celles du graphique *a*, par exemple). De même, cette remarque est valable lorsque l'incertitude *a priori* est grande (graphiques *e* à *l*). Le graphique *k* montre néanmoins que beaucoup de modèles sont relativement mauvais, car ils sont associés à un χ^2 trop fort (souvent supérieur à 2). Le même graphique *k* de la précédente figure (5.2) confirme cette observation car beaucoup de profondeurs finales sont assez éloignées de l'initiale (la classe de droite est très bien remplie). De façon générale, lorsque la profondeur initiale est supérieure à 5 km, il semble que le nombre d'inversion ne convergeant pas vers la solution adéquate (χ^2 trop fort) est plus important. Il faut aussi noter que certains modèles peuvent avoir une bonne valeur finale de profondeur, mais de mauvaises concernant les composantes du moment dipolaire *a posteriori* : c'est notamment le cas lorsque l'anomalie synthétique a une amplitude faible (résultats non présentés). Enfin, lorsqu'un seul profil est inversé, la valeur du χ^2 va plus dépendre du bruit des données que dans le cas d'inversions avec beaucoup de données (graphiques *j* et *l*).

Ces premiers tests révèlent que l'incertitude initiale doit être suffisante et que le jeu de données doit être conséquent, pour optimiser la méthode et bien contraindre la profondeur d'une source.

5.1.2 Deux sources

Lors de l'interprétation d'une carte aéromagnétique, on se trouve souvent confronté à des anomalies asymétriques, de forme inhabituelle. Ceci peut indiquer la présence de deux sources (ou plus) créant des anomalies qui se chevauchent, et/ou que les sources ont une géométrie complexe. Nous souhaitons donc connaître la capacité de notre méthode pour déterminer la profondeur de deux sources voisines, en étudiant plusieurs configurations.

Le jeu considéré correspond à 40056 données synthétiques réparties sur plus de 150 profils. La zone fait 67 km (N-S) sur 75 km (E-W). Le profil N-S caractérisant l'anomalie est situé au centre de cette zone. Deux sources servent à créer différents modèles initiaux : l'une est fixée à 8 km de profondeur, alors que l'autre a une profondeur oscillant entre 0 et 15 km. Elles sont séparées de 25 km sur un même parallèle, de façon à ce qu'un seul profil N-S puisse passer au-dessus. Les paramètres d'inclinaison et déclinaison initiales sont -50° et 130° pour la première source, 20° et 175° pour la seconde. L'intensité du moment dipolaire est telle que l'amplitude maximale de l'anomalie créée peut dépasser 100 nT à 3 km d'altitude.

Le Tableau 5.2 indique les valeurs *a priori* des paramètres pour les tests d'inversion.

Paramètre	Valeur <i>a priori</i>	Incertitude <i>a priori</i>
<i>Dipôle A</i>		
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	25.0	1
y (km)	37.0	0.1
z (km)	0 à 20	0.1, 1 ou 10
<i>Dipôle B</i>		
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	50.0	1
y (km)	37.0	0.1
z (km)	8	0.01 ou 1

TAB. 5.2 – Paramétrisation des tests d'inversion avec deux sources. (m_x, m_y, m_z) et (x, y, z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées des dipôles.

Les incertitudes *a priori* sont équivalentes à celles de la configuration à une seule

source (paragraphe précédent). Nous ne testerons pas différentes profondeurs *a priori* pour le second dipôle. En revanche, son incertitude peut être de 1 km, ce qui amène ce paramètre à varier de façon conséquente au cours des inversions. Les incertitudes des données bruitées et non-bruitées sont les mêmes que pour les tests précédents. Cette fois-ci, le nombre total de tests est doublé, soit 30720 inversions.

La présentation des résultats est aussi équivalente à celle des tests avec une seule source. Les valeurs représentées correspondent donc au dipôle *A*. En fait, le second dipôle apporte une perturbation supplémentaire qui peut influencer sur la capacité de la méthode à déterminer la profondeur du premier dipôle. Plusieurs tests (non présentés) ont d'ailleurs été effectués pour trouver la profondeur d'un seul dipôle alors que l'anomalie synthétique a été engendrée par deux dipôles : lorsque les deux sources ont un moment dipolaire équivalent, l'inversion n'arrive pas à converger. Sinon, la profondeur finale est souvent proche du dipôle le plus fort.

La Figure 5.4 synthétise les résultats suivant les configurations d'incertitudes *a priori* sur les profondeurs et suivant le jeu de données inversées. Encore une fois, on s'aperçoit que la majorité des inversions arrive à retrouver la profondeur du dipôle *A* (classe de gauche souvent bien remplie). C'est surtout valable lorsque le jeu de données est important et peu bruité (deux colonnes de droite), et que l'incertitude *a priori* n'est pas trop faible. Ces conclusions sont similaires à celles des précédents tests avec un seul dipôle. Le second dipôle perturbe peu l'inversion, même lorsque la profondeur de ce dernier peut varier (graphiques *m* à *x*), ou lorsque l'intensité de son moment dipolaire est équivalente à celle du premier dipôle (résultats non présentés).

La Figure 5.5 représente les valeurs de χ^2 en fonction des profondeurs *a priori* et initiales du dipôle *A*. Elle indique des résultats similaires à la Figure 5.3 pour chaque configuration d'incertitude *a priori* sur la profondeur du dipôle *B*. C'est à dire que si le jeu de données est peu conséquent, alors il faut bien estimer la profondeur idéale du dipôle étudié (*A*), ou lui mettre une incertitude *a priori* assez grande pour converger. Mais une incertitude trop grande (10 km) a plus de chance d'engendrer un modèle peu contraint par les données car il semble que le nombre de modèles associés à un χ^2 trop fort soit plus élevé sur les graphiques *i* à *l*. Cet effet est renforcé lorsque l'incertitude sur la profondeur du second dipôle est aussi élevée (graphiques *u* à *x*). En revanche, le bruit des données semble atténuer ces erreurs, mais alors l'incertitude des données doit correspondre au bruit gaussien associé (7 nT ; résultats non présentés).

Les conclusions sur les tests avec deux dipôles sont donc généralement similaires à celles sur les tests avec un seul dipôle. Néanmoins, limiter l'incertitude *a priori* du second

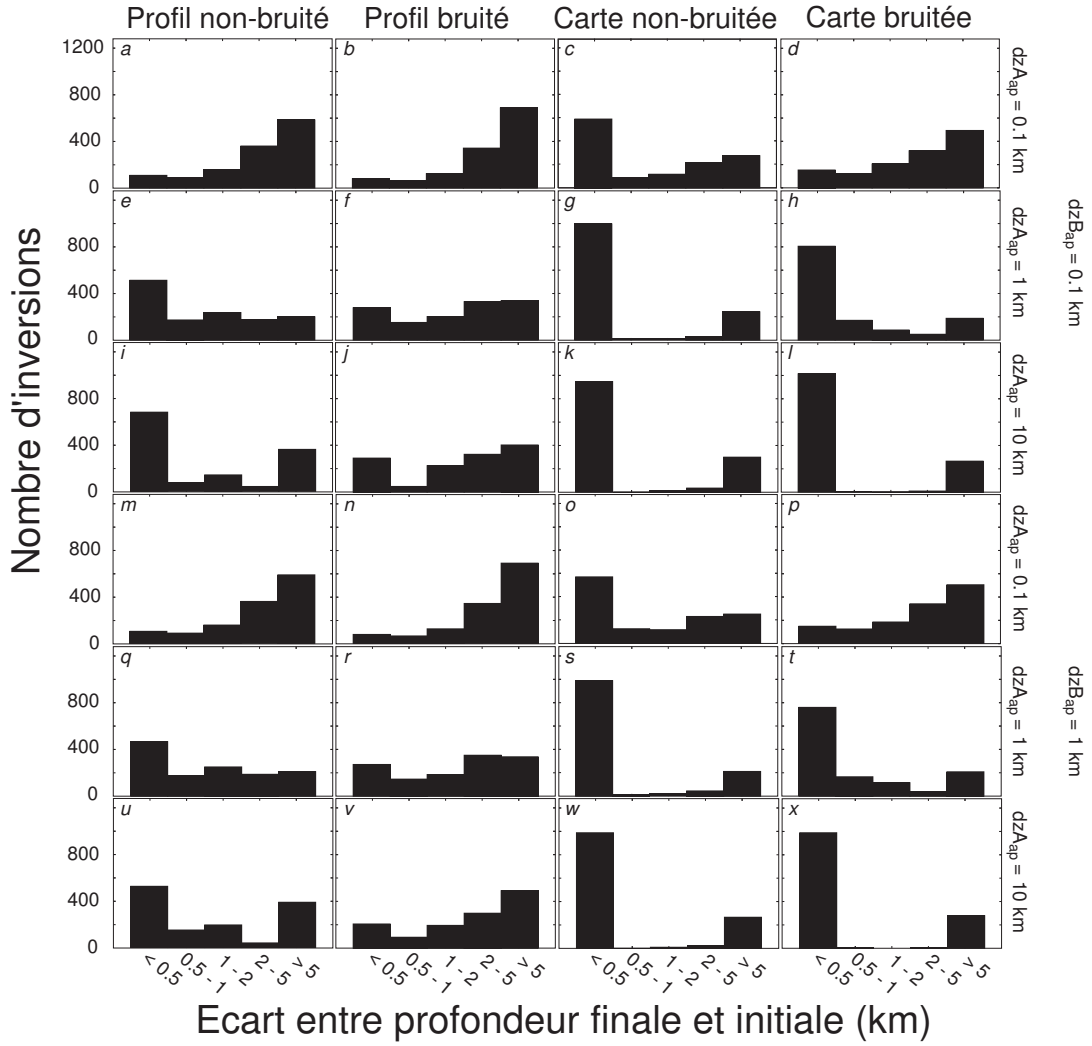


FIG. 5.4 – Même légende que pour la Figure 5.2, avec une incertitude *a priori* de 0.01 km sur la profondeur du dipôle B pour les graphiques a à l , de 1 km pour les graphiques m à x .

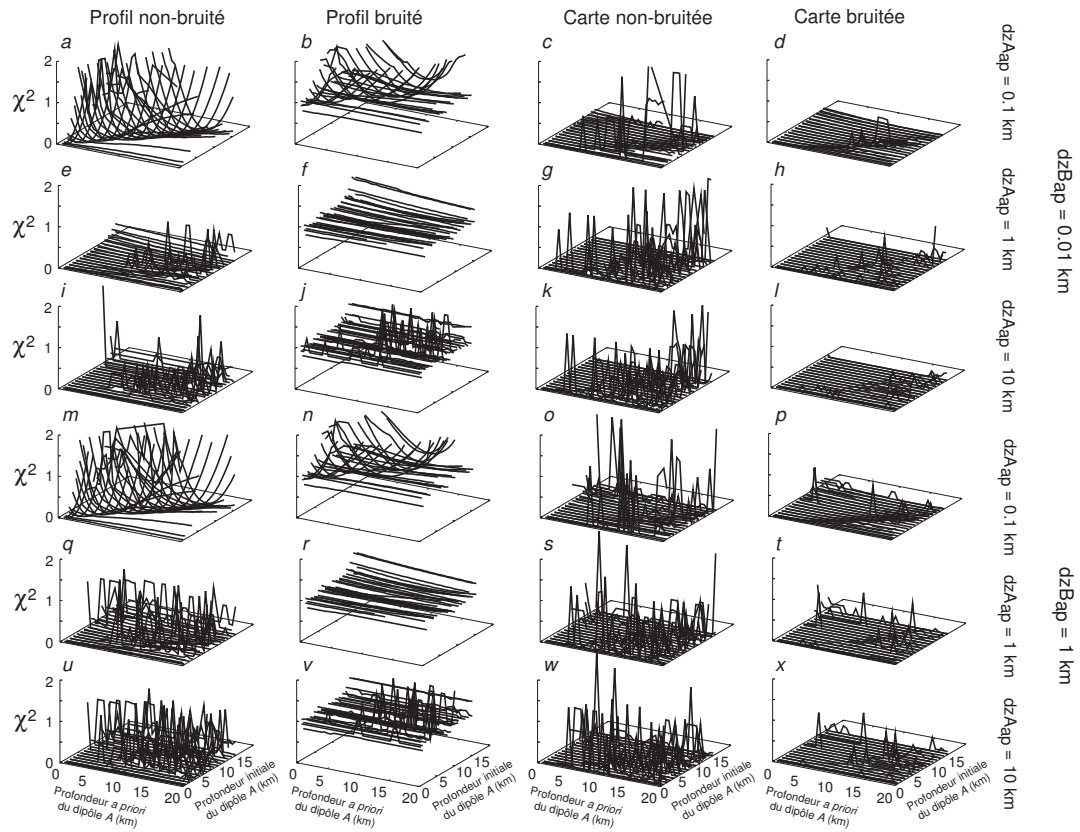


FIG. 5.5 – Variation du χ^2 *a posteriori* en fonction de la proximité entre profondeurs *a priori* et initiale du dipôle *A*. La représentation est équivalente à celle de la Figure 5.3, pour les deux configurations d'incertitudes *a priori* sur la profondeur du dipôle *B* : 0.01 et 1 km.

dipôle permet d'éviter une erreur sur la détermination de la profondeur du premier.

5.1.3 Trois sources

Pour confirmer ou infirmer l'effet du nombre de sources sur la détermination de la profondeur d'une des sources, une troisième série de tests a été effectuée avec trois dipôles.

Le jeu de données correspond à 26055 données réparties en 90 profils N-S dans une zone de 72 km (N-S) sur 45 km (E-W). Le Tableau 5.3 indique les paramètres initiaux des sources. L'écartement entre les sources, situées sur un même parallèle, est de 16 km.

	x (km)	y (km)	z (km)	m (10^{11} A.m ²)	I (°)	D (°)
Source A	38.00	22.5	0 à 15	0.1 à 5	65	5
Source B	22.00	22.5	8	2.26	-65	175
Source C	54.00	22.5	8	2.26	-65	175

TAB. 5.3 – Paramètres initiaux des trois sources. m correspond à l'intensité du moment dipolaire.

En fait, les deux sources externes sont fixées à 8 km de profondeur pour focaliser l'étude sur la source centrale. L'écartement entre les sources est de 16 km. L'intensité du moment dipolaire du dipôle A est fixée en fonction de la profondeur pour engendrer une anomalie d'amplitude faible ou forte.

Le Tableau 5.4 indique les valeurs *a priori* des paramètres pour les tests d'inversion. Les incertitudes *a priori* sont équivalentes à celles des configurations précédentes, de même que les incertitudes associées aux données bruitées et non-bruitées. Le nombre total de tests est toujours de 30720 inversions, car les incertitudes *a priori* sur les profondeurs des dipôles B et C varient en même temps.

Les résultats concernant l'écart entre profondeur finale et initiale et concernant la dépendance du χ^2 en fonction des profondeurs *a priori* et initiales sont représentés respectivement sur les Figures 5.6 et 5.7.

La première nous révèle que la présence d'une troisième source n'empêche pas la plupart des inversions de retrouver la profondeur initiale du dipôle A , comme dans le cas précédent avec seulement deux sources. Néanmoins, cette tendance est moins évidente, surtout quand le jeu de données est constitué d'un seul profil, et que celui-ci est bruité. De même, en comparant le graphique i de la Figure 5.2 avec les graphiques i et u des Figures 5.4 et 5.6, la classe de gauche diminue d'importance au profit de celle de droite quand

Paramètre	Valeur <i>a priori</i>	Incertitude <i>a priori</i>
<i>Dipôle A</i>		
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	38.0	1
y (km)	22.5	0.1
z (km)	0 à 20	0.1, 1 ou 10
<i>Dipôle B</i>		
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	22.0	1
y (km)	22.5	0.1
z (km)	8	0.01 ou 1
<i>Dipôle C</i>		
m_x (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_y (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
m_z (A.m ²)	$1.0 \cdot 10^{11}$	$1.0 \cdot 10^{11}$
x (km)	54.0	1
y (km)	22.5	0.1
z (km)	8	0.01 ou 1

TAB. 5.4 – Paramétrisation des tests d'inversion avec trois sources. (m_x , m_y , m_z) et (x , y , z) correspondent aux composantes du moment dipolaire et aux coordonnées des dipôles.

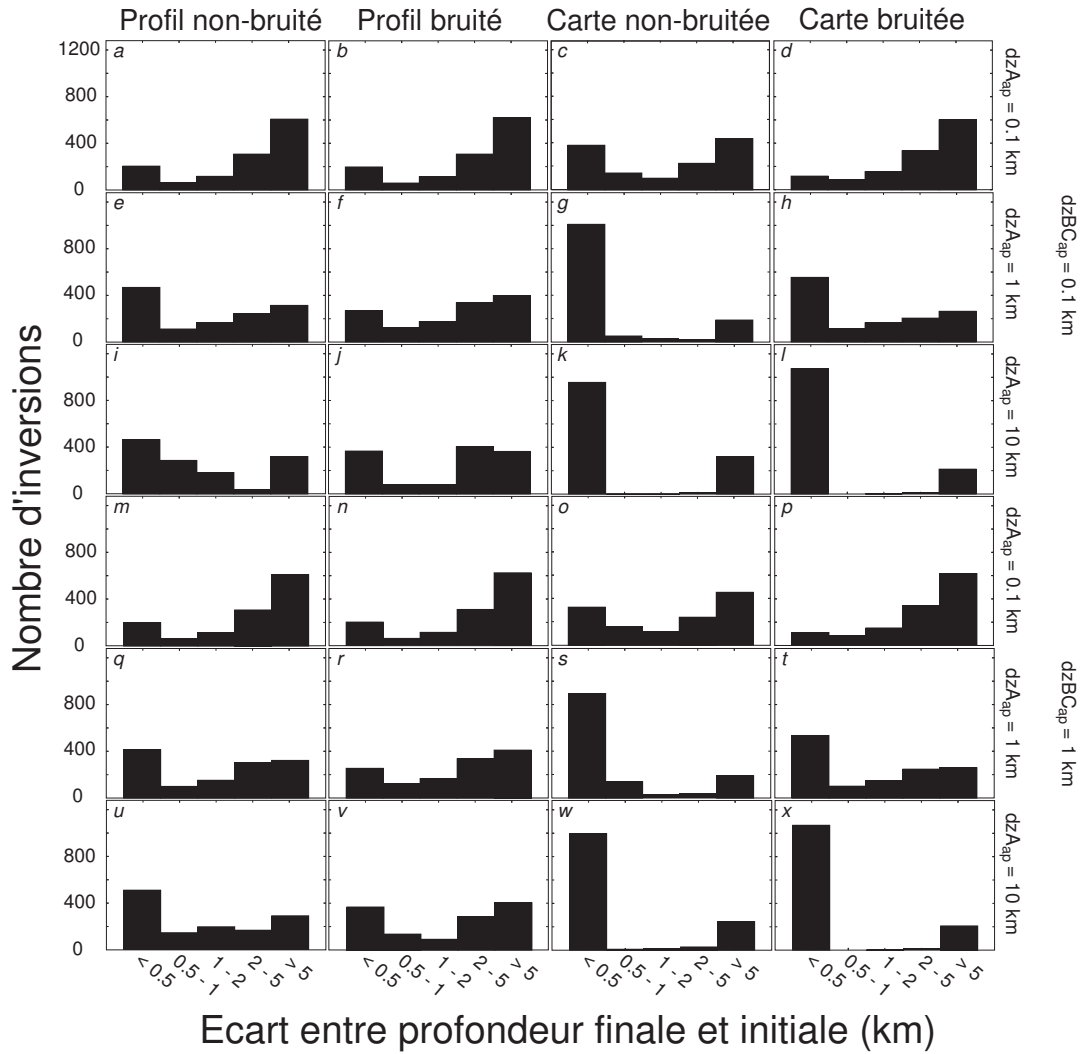


FIG. 5.6 – Même légende que pour la Figure 5.4. L'incertitude *a priori* des profondeurs des dipôles *B* et *C* est de 0.01 km pour les graphiques *a* à *l*, 1 km pour *m* à *x*.

le nombre de sources augmente. Lorsque le jeu de données est plus complet, on observe que la présence d'un troisième source diminue notablement le rendement de la méthode, surtout quand l'incertitude *a priori* sur la profondeur du dipôle A est petite (graphiques c des Figures 5.4 et 5.6).

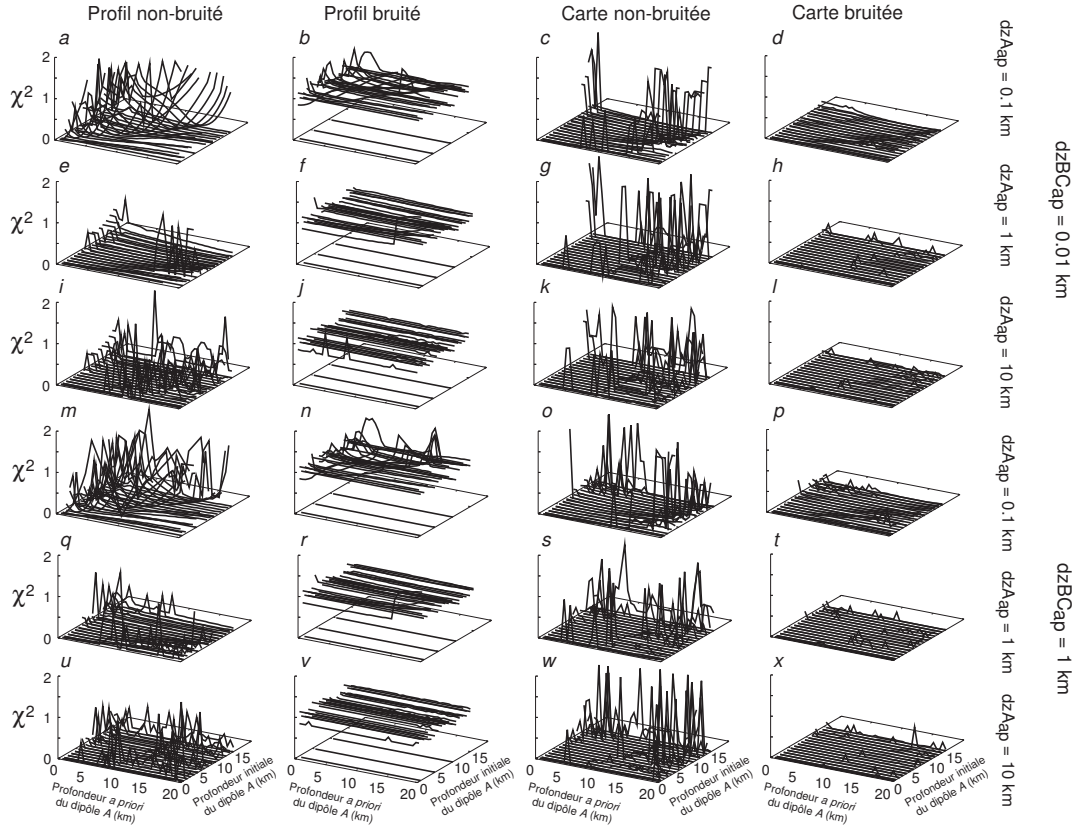


FIG. 5.7 – Variation du χ^2 *a posteriori* en fonction de la proximité entre profondeurs *a priori* et initiale du dipôle A . La représentation est équivalente à celle de la Figure 5.5, pour les deux configurations d'incertitudes *a priori* sur la profondeur des dipôles B et C : 0.01 et 1 km.

La Figure 5.7 confirme la plupart des observations faites pour les Figures 5.3 et 5.5. Par exemple, plus la profondeur initiale augmente, plus le nombre de modèles inverses expliquant mal les données augmente. Mais cette remarque n'est valable que dans le cas de données non-bruitées (première et troisième colonnes). Il faut aussi noter que la valeur du χ^2 dépend du nombre de sources. En effet, entre le graphique g de la Figure 5.3 et les graphiques s des Figures 5.5 et 5.7, plus ce nombre est grand, plus le nombre de solutions associées à un fort χ^2 diminue. Cet effet n'est pas forcément corrélé avec la capacité de l'inversion à bien déterminer la profondeur du premier dipôle : les histogrammes correspondants pour une, deux et trois sources paraissent équivalents.

5.1.4 Conclusions sur les tests avec des données aéromagnétiques

Les précédents tests permettent de dégager certains aspects critiques pour utiliser de façon optimale la méthode présentée dans le Chapitre 3 avec des mesures aéromagnétiques. La quantité de données disponibles doit être conséquente si l'on veut faciliter la détermination des paramètres (ici la profondeur d'une source). La qualité de ces données est aussi garante d'un bon rendement, surtout lorsqu'un seul profil est disponible. Dans cette même configuration, bien estimer la profondeur *a priori* d'une source augmente aussi la qualité du résultat, même si lui associer une incertitude assez grande peut suffire. Avec un jeu de données aéromagnétiques à 3 km d'altitude, la méthode commence à faillir lorsque les sources sont plus profondes que 10 km. Sinon, elle donne de très bons résultats, et ce quelque soit le nombre de sources. Cet aspect est peut-être le plus remarquable, car les autres résultats étaient prévisibles (même si ces tests permettent de les mettre en valeur).

La méthode développée permet donc d'étudier localement en 3D quelques anomalies aéromagnétiques (3 km d'altitude) pour déterminer les paramètres de sources aimantées situées entre 0 et 10 km de profondeur.

5.2 Simulations avec des mesures satellitaires

Le chapitre précédent montre que l'inversion de données aéromagnétiques permet de contraindre efficacement la profondeur (mais aussi d'autres paramètres) de formations crustales aimantées jusqu'à environ 10 km de profondeur. Sur Mars, seules des données d'altitude supérieure à 100 km environ sont disponibles¹. Pour contraindre les paramètres des sources aimantées de la croûte martienne, il est donc indispensable de confirmer ou infirmer certains aspects révélés lors des tests précédents, en utilisant cette fois des mesures synthétiques d'altitude satellitaire, et d'étudier l'influence d'autres paramètres que la profondeur.

Cette partie décrit les résultats de tests effectués avec plusieurs configurations suivant les paramètres initiaux, *a priori* et le nombre de sources, l'altitude, la répartition et la qualité des données satellitaires. Tout d'abord, les résultats concernant la profondeur, l'intensité, l'inclinaison, la déclinaison du moment dipolaire, et la position sont successivement présentés. Pour chaque cas, le jeu de données inversées est constitué de plusieurs profils, ce qui correspond à une modélisation 3D. Les deux paragraphes suivants discutent de l'importance (ou non) du nombre de dipôles étudiés et de données disponibles (2D ou 3D). Enfin, le jeu de données magnétiques martiennes étant particulier puisque le champ crustal a été mesuré entre 100 km et 400 km, le dernier paragraphe présente les résultats

¹L'altitude de 100 km sera considérée comme satellitaire

de tests avec cette même configuration, en discutant aussi du bruit des mesures et des variations d'altitude entre chaque passage du satellite.

5.2.1 Tests sur la profondeur

Dans cette première série de tests d'inversion, les données synthétiques sont représentées par 39 profils N-S écartés de 60 km en E-W sur une zone de 2500 km (N-S) x 2000 km (E-W). L'altitude est constante sur tous les profils : 100 km. Aucun bruit n'est ajouté aux données. L'écart-type *a priori* associé à ces données est de 1 % avec un bruit minimum de 5 nT si elle est inférieure à 500 nT pour une altitude de 100 km.

Les paramètres initiaux et *a priori* du modèle sont décrits dans le Tableau 5.5.

Paramètre	Valeur initiale	Valeur <i>a priori</i>	Incertitude <i>a priori</i>
x (km)	1250	1250	1.0
y (km)	1000	1000	1.0
z (km)	10 à 150	5 à 170	0.1, 1 ou 10
m (A.m ²)	1.0 à 9.0 *10 ¹⁶	1.0*10 ¹⁶	1.0*10 ¹⁶
I (°)	50	50	2
D (°)	120	120	1

TAB. 5.5 – Paramétrisation pour tester l'influence de la profondeur lors de l'inversion de données satellitaires.

Le modèle initial correspond à une seule source située en (40°N, 60°E) dont la profondeur varie entre 10 et 150 km à intervalles irréguliers. Le moment dipolaire varie avec la profondeur pour que l'anomalie magnétique engendrée ait une amplitude forte d'environ 1500 nT. L'inclinaison et la déclinaison sont fixées à 50° et 120°, respectivement.

Plusieurs profondeurs *a priori* sont testées entre 5 et 170 km tous les 10 km. L'incertitude associée peut être 0.1, 1 ou 10 km. Les autres paramètres *a priori* sont relativement proches de leur valeur initiale, avec une incertitude associée petite (sauf l'intensité du moment dipolaire), pour se concentrer exclusivement sur l'étude de la profondeur.

Les résultats sont représentés sur la Figure 5.8. Par rapport aux tests avec des données aéromagnétiques, ils révèlent un comportement similaire des inversions face aux différentes configurations de profondeur initiale et *a priori*. L'incertitude doit être suffisamment grande pour converger vers une bonne solution, mais pas nécessairement supérieure à 1 km (graphiques *c* et *e* équivalents), même lorsque l'écart entre profondeur initiale et *a priori* est grand. Les graphiques *d* et *f* montrent d'ailleurs que seule la profondeur ini-

tiale influe sur la valeur du χ^2 final lorsque l'incertitude est au moins égale à 1 km : tous les modèles finaux expliquent de la même manière les données, quelque soit la valeur *a priori* de la profondeur. En revanche, lorsque la source initiale devient de plus en plus profonde, la longueur d'onde et l'amplitude de l'anomalie engendrée augmentent, même si un moment dipolaire plus fort compense l'enfouissement de la source pour donner une amplitude équivalente. Le χ^2 final augmente donc avec la profondeur initiale, mais cet effet s'annule au-delà de 100 km (graphiques *b*, *d* et *f*).

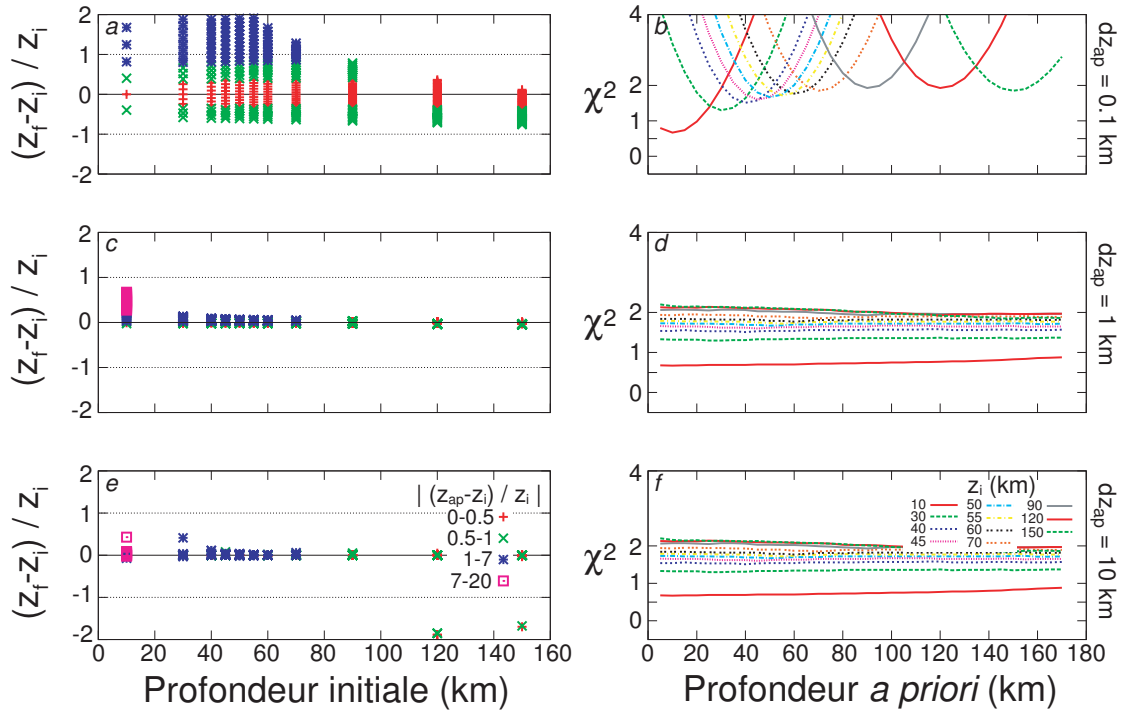


FIG. 5.8 – Résultats des tests sur l'influence de la profondeur lors de l'inversion de données satellitaires. Ils expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale, en fonction de la profondeur initiale et de l'écart relatif (symboles couleurs) entre profondeur *a priori* et initiale (graphiques *a*, *c* et *e*). Les autres graphiques représentent la variation du χ^2 final en fonction de la profondeur *a priori* et initiale (courbes en couleur ; graphiques *b*, *d* et *f*). Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas.

Lors de l'analyse détaillée de ces tests sur la profondeur, il nous est apparu une certaine corrélation entre les variations de la profondeur, de l'intensité, l'inclinaison et la déclinaison du moment dipolaire. Nous avons donc représenté sur la Figure 5.9 l'écart relatif entre inclinaison (et déclinaison) finale et initiale en fonction de la profondeur initiale pour différentes classes d'écart relatif entre profondeur *a priori* et initiale. Ainsi, on s'aperçoit que laisser une incertitude trop grande sur la profondeur peut amener les paramètres d'orientation du moment dipolaire à ne pas converger vers la solution adéquate

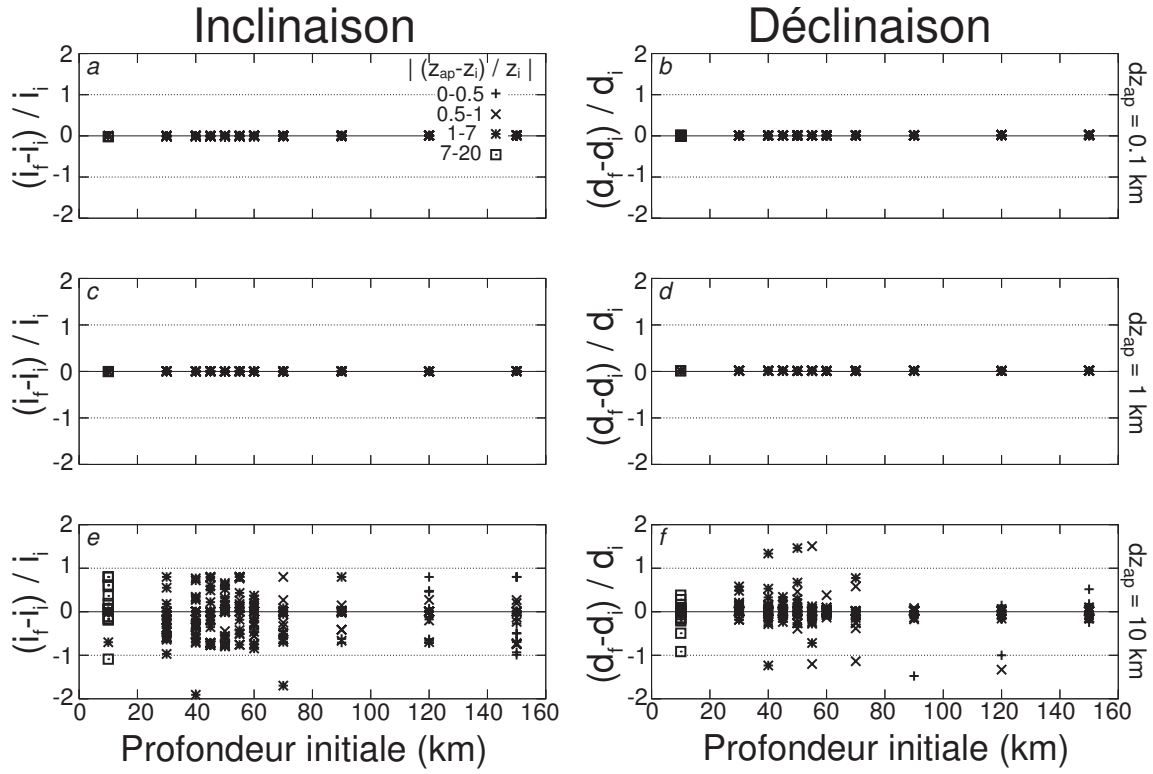


FIG. 5.9 – Résultats des tests concernant l'influence de la profondeur sur les paramètres d'orientation du moment dipolaire lors de l'inversion de données satellitaires. Ils expriment l'écart relatif entre inclinaison (graphiques *a*, *c* et *e*) ou déclinaison (graphiques *b*, *d* et *f*) finale et initiale, en fonction de la profondeur initiale et de l'écart relatif (symboles couleurs) entre profondeur *a priori* et initiale. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas, respectivement.

(graphiques *e* et *f*), même si la profondeur finale de la source est bonne (voir graphique *e* de la Figure 5.8 précédente). Seule une incertitude de l'ordre de 1 km permet de converger vers de bons paramètres pour la profondeur (graphique *c* de la Figure 5.8), l'inclinaison et la déclinaison de la source (graphiques *c* et *d* de la Figure 5.9). Néanmoins, cette remarque est de moins en moins valide lorsque la profondeur initiale augmente et que l'écart relatif entre profondeur *a priori* et initiale est supérieur à 1.

5.2.2 Tests sur l'intensité du moment dipolaire

Nous avons déjà évoqué la relation intrinsèque entre profondeur et intensité du moment dipolaire d'une source aimantée au Chapitre 4. Cet aspect peut biaiser notre méthode inverse suivant les configurations initiales et *a priori*.

Dans ce paragraphe, nous présentons d'abord les résultats concernant la validité de l'inversion pour retrouver la profondeur adéquate lorsque l'anomalie a une amplitude faible (donc lorsque l'intensité initiale du moment dipolaire est faible). Les deux parties suivantes discutent des écarts entre intensité finale et initiale du moment dipolaire suivant différentes configurations d'incertitudes *a priori* sur la profondeur et l'intensité du moment dipolaire.

Le jeu de données ainsi que les configuration initiales et *a priori* sont similaires à ceux des tests précédents. Néanmoins, une série de tests supplémentaires a été effectuée avec une anomalie de faible amplitude, ce qui doit réduire la capacité de notre méthode à retrouver les paramètres de la source. Ainsi, la Figure 5.10 est équivalente à la Figure 5.8, mais avec une intensité plus faible associée aux moments dipolaires pour chaque profondeur initiale. Elle révèle que si la profondeur *a priori* est éloignée de la profondeur initiale, alors l'incertitude associée doit cette fois être égale à 10 km pour retrouver la bonne solution, contre 1 km lorsque le moment dipolaire est fort. Cependant, lorsque l'incertitude est de 1 km, une profondeur *a priori* éloignée de l'initiale n'empêche pas de converger vers un modèle expliquant relativement bien les données, même si la profondeur finale reste aussi éloignée de l'initiale, car le χ^2 final reste confiné entre 0 et 1 (graphique *d*). Les variations du χ^2 sont d'ailleurs un peu plus dépendantes de la profondeur *a priori* car les courbes des graphiques *d* et *f* ont une pente plus accentuée sur la Figure 5.10 que sur la Figure 5.8.

L'incertitude *a priori* associée à la profondeur est aussi un facteur influant sur la détermination de l'intensité du moment dipolaire. La Figure 5.11 le montre lorsque l'incertitude associée à l'intensité du moment dipolaire est de $1.0 \cdot 10^{16}$ A.m². On retrouve le même résultat que précédemment : une valeur de 1 km pour l'incertitude sur la profon-

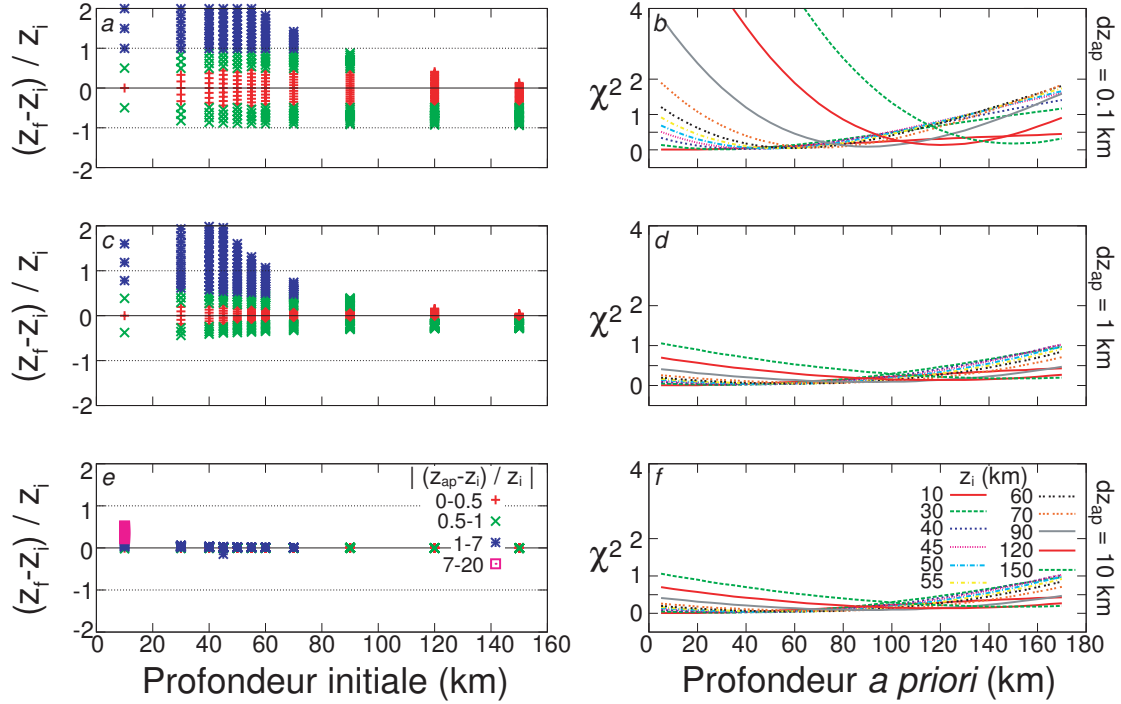


FIG. 5.10 – Même légende que pour la Figure 5.8, pour des anomalies de faible amplitude.

deur est généralement suffisante pour converger vers un bon modèle lorsque le moment dipolaire est intense. Au contraire, dans le cas d'une source peu aimantée, il faut une incertitude plus grande. Encore une fois, cet effet diminue avec l'augmentation de l'intensité du moment dipolaire (donc avec l'enfouissement de la source).

Néanmoins, il faut vérifier si ces résultats dépendent ou non de la valeur d'incertitude associée à l'intensité du moment dipolaire. La Figure 5.12 présente les variations de l'écart entre intensité finale et initiale du moment dipolaire en fonction de la valeur initiale et pour différentes configurations d'incertitude associée. Elle révèle que l'incertitude associée à l'intensité du moment dipolaire n'a aucun effet sur l'efficacité de l'inversion (graphiques *a*, *c* et *e*, ou *b*, *d* et *f* équivalents). Cependant, on remarque une diminution de l'écart entre intensité finale et initiale lorsque l'intensité initiale augmente, et ce pour 2 groupes de moments dipolaires. En fait, ces 2 tendances correspondent au fait que pour une profondeur, l'intensité du moment dipolaire peut être forte ou faible (anomalie de forte ou faible amplitude). Dans le premier cas, l'inversion retrouve plus facilement la bonne valeur d'intensité du moment dipolaire si celle-ci est proche de $5.0 \cdot 10^{16}$ A.m², à condition que l'écart relatif entre l'intensité *a priori* et initiale soit inférieur à 1. Dans le second cas, la valeur initiale idéale est proche de $1.0 \cdot 10^{16}$ A.m², quelque soit l'écart relatif entre l'intensité *a priori* et initiale. Concernant les valeurs du χ^2 final, la valeur *a priori*

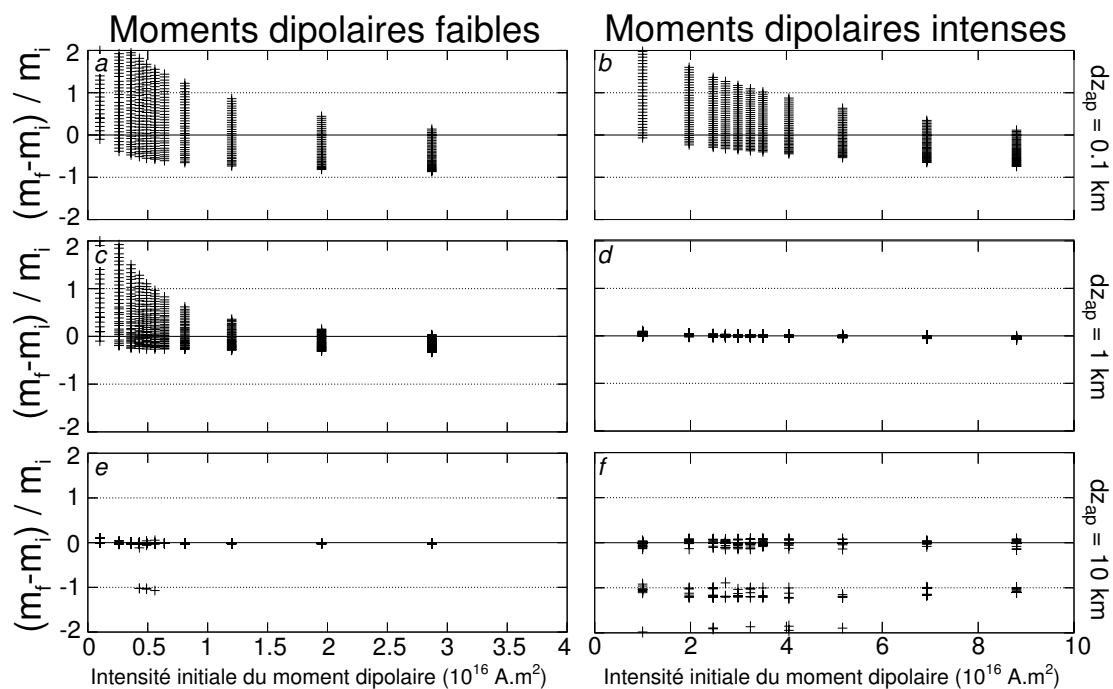


FIG. 5.11 – Influence de l'incertitude *a priori* associée à la profondeur sur la détermination de l'intensité du moment dipolaire. Ils expriment l'écart relatif entre intensité finale et initiale du moment dipolaire, en fonction de sa valeur initiale. Les graphiques *a*, *c* et *e* correspondent aux cas où l'intensité du moment dipolaire est faible, et les graphiques *b*, *d* et *f* lorsqu'elle est forte. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur la profondeur : 0.1, 1 et 10 km de haut en bas, respectivement. Dans tous les cas, la valeur et l'incertitude *a priori* associées à l'intensité du moment dipolaire sont égales à $1.0 \cdot 10^{16} \text{ A.m}^2$.

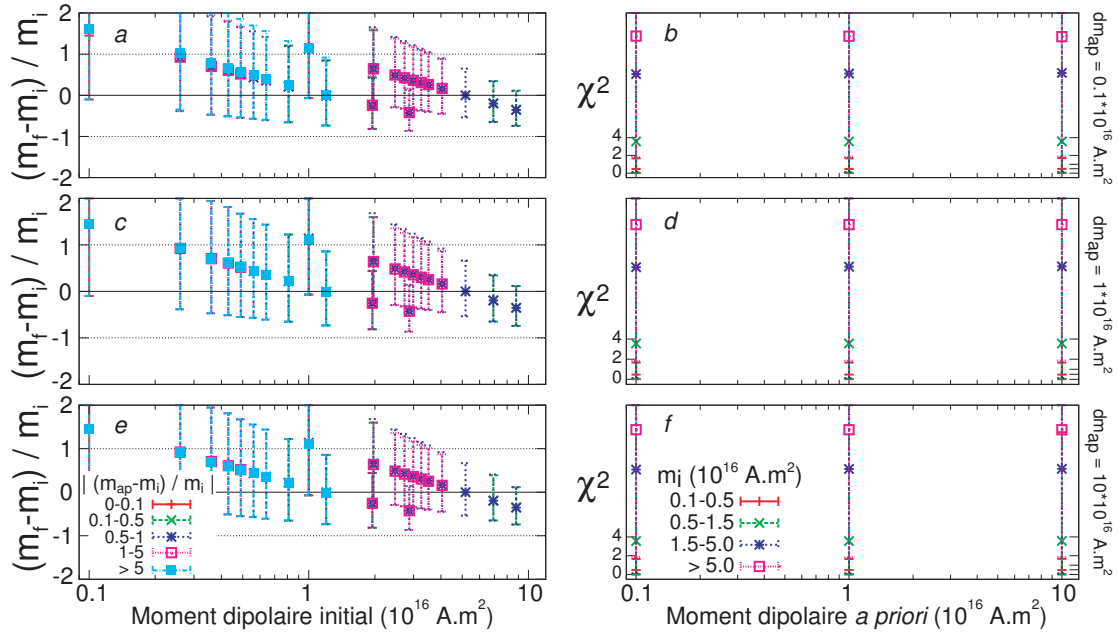


FIG. 5.12 – Influence de l'incertitude *a priori* associée à l'intensité du moment dipolaire sur la détermination de l'intensité du moment dipolaire. Les graphiques *a*, *c* et *e* présentent la moyenne (+ écarts maximum et minimum) de l'écart relatif entre intensité finale et initiale du moment dipolaire, en fonction de sa valeur initiale, exprimée selon un axe logarithmique, et de l'écart relatif entre intensité initiale et *a priori* (symboles). Les graphiques *b*, *d* et *f* représentent la moyenne (+ écarts maximum et minimum) de la variation du χ^2 final en fonction des valeurs *a priori* de l'intensité du moment dipolaire, exprimée selon un axe logarithme, et des valeurs initiales (symboles). Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude associée à cette intensité : 0.1, 1 et $10 \cdot 10^{16} \text{ A.m}^2$ de haut en bas, respectivement. Dans tous les cas, l'incertitude *a priori* associée à la profondeur est égale à 1 km.

et l'incertitude associée à l'intensité du moment dipolaire n'influent pas, au contraire de la valeur initiale. En effet, le χ^2 augmente de façon exponentielle avec la valeur initiale. La proximité entre l'intensité finale et initiale n'est donc pas un critère de bonne qualité de la solution obtenue, surtout si la valeur initiale est grande. On s'aperçoit ainsi que l'inversion peut retrouver la bonne valeur d'intensité du moment dipolaire aux dépens de la bonne valeur de profondeur, même si le modèle final explique mal les données. Il existe néanmoins des modèles satisfaisants lorsque l'intensité du moment dipolaire est forte, car les limites minimales de chaque classe sur les graphiques *b*, *d* et *f* correspondent à des valeurs de χ^2 inférieures à 2.

Cette étude montre toute l'importance de la modélisation directe préliminaire à l'inversion pour déterminer une valeur raisonnable concernant l'intensité du moment dipolaire, car laisser une grande incertitude sur ce paramètre ne changera rien si la valeur *a priori* est éloignée de la solution.

5.2.3 Tests sur l'inclinaison

La dépendance de l'inclinaison du moment dipolaire avec la profondeur a été évoquée dans le paragraphe 5.2.2. Ces résultats étaient valables pour une seule valeur initiale de 50° et une incertitude de 2° . Une nouvelle série de tests a donc été effectuée pour étudier l'influence des valeurs initiales et de l'incertitude associée à l'inclinaison, toujours dans le cas d'une seule source. Le jeu de données est équivalent à celui des tests précédents. Les paramètres initiaux, *a priori* et leurs incertitudes associées sont indiqués dans le Tableau 5.6

Paramètre	Valeur initiale	Valeur <i>a priori</i>	Incrtitude <i>a priori</i>
<i>x</i> (km)	1250	1250	1.0
<i>y</i> (km)	1000	1000	1.0
<i>z</i> (km)	50	50	0.1
<i>m</i> (A.m ²)	$3 \cdot 10^{16}$	$3.0 \cdot 10^{16}$	$0.1 \cdot 10^{16}$
<i>I</i> (°)	-85 à 85	-85 à 85	0.1, 1 ou 10
<i>D</i> (°)	0	0	0.01

TAB. 5.6 – Paramétrisation pour tester l'influence de l'inclinaison lors de l'inversion de données satellitaires.

La profondeur est fixée à 50 km pour un moment dipolaire intense $3.0 \cdot 10^{16}$ A.m², et une déclinaison égale à 0° . Plusieurs valeurs initiales et *a priori* d'inclinaison sont testées entre -85° et 85° , avec une incertitude de 0.1, 1 ou 10° .

Les résultats sont présentés sur la Figure 5.13. Elle montre qu'une incertitude de 0.1°

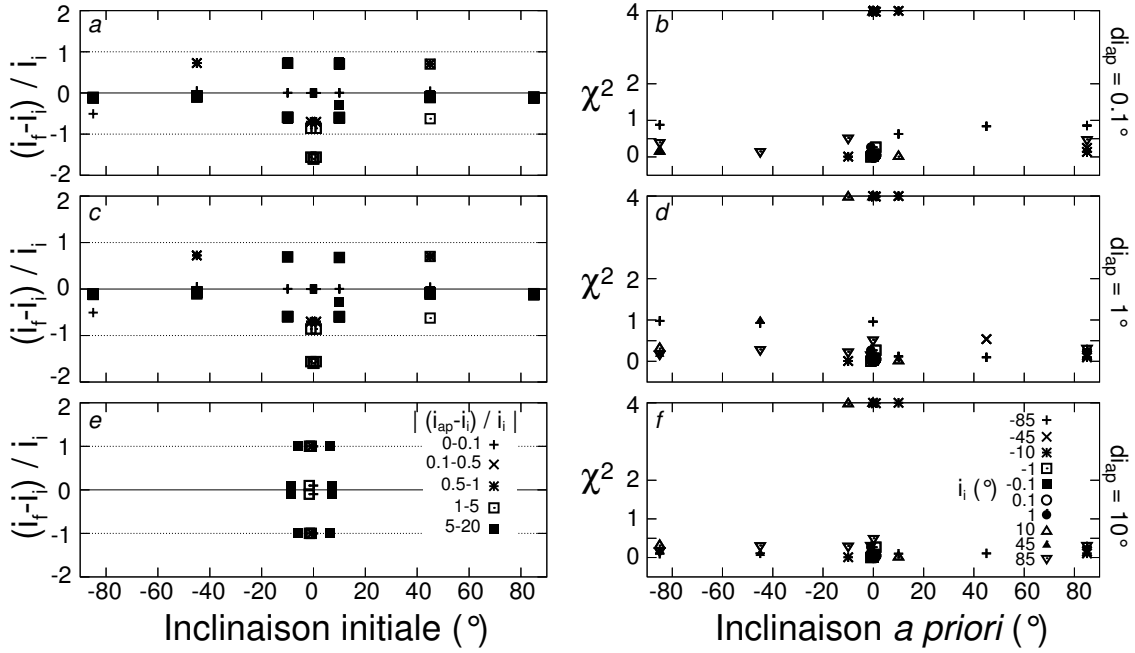


FIG. 5.13 – Influence des valeurs initiales, *a priori* et incertitudes associées à l'inclinaison du moment dipolaire sur l'inclinaison finale et la valeur du χ^2 lors de l'inversion de données satellitaires. Les graphiques *a*, *c* et *e* expriment l'écart relatif entre inclinaison finale et initiale, en fonction de l'inclinaison initiale et de l'écart relatif (symboles) entre inclinaison *a priori* et initiale. Les graphiques *b*, *d* et *f* représentent la variation du χ^2 final en fonction de l'inclinaison *a priori* et initiale. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude sur l'inclinaison : 0.1 , 1 et 10° de haut en bas.

donne les mêmes résultats d'inclinaison qu'avec une incertitude de 1° . Dans cette configuration, l'inversion retrouve plus facilement des valeurs supérieures à 20° (et inférieures à -20°) que des valeurs proches de 0 sauf si la valeur *a priori* est très proche de l'initiale. A l'inverse, lorsque l'incertitude est grande, seules des valeurs initiales proches de 0 sont retrouvées par l'inversion, même si la valeur *a priori* en est éloignée. Les graphiques *b*, *d* et *f* révèlent que l'incertitude associée à l'inclinaison du moment dipolaire influe peu sur la valeur du χ^2 . De même, une valeur *a priori* proche de l'initiale ne garantit pas un modèle valide expliquant bien les données, sauf si cette valeur initiale est proche de 0. On remarque aussi qu'une inclinaison initiale grande (-85 ou 85°) permet souvent d'obtenir un faible χ^2 (les symboles "croix" et "triangle inversé" sont souvent présents en-dessous de 1), même si l'inclinaison *a priori* est éloignée. Mais les graphiques *a* et *c* indiquent que l'inversion ne retrouve alors pas forcément la valeur initiale de l'inclinaison, surtout quand celle-ci est proche de 0.

Ce test montre qu'une valeur d'inclinaison *a priori* proche de la solution est préférable

pour optimiser l'inversion.

5.2.4 Tests sur la déclinaison

A l'instar de l'inclinaison, une série de tests concernant la déclinaison a été effectuée. Le jeu de données est le même que pour les tests précédents. Les paramètres sont aussi équivalents. Cependant, les valeurs d'inclinaison initiale et *a priori* sont fixées à 0° avec une incertitude de 0.001° , et plusieurs valeurs initiales et *a priori* de déclinaison sont testées entre -175 et 175° . L'incertitude associée peut être de 0.1 , 1 ou 10° .

La Figure 5.14 présente les résultats de cette série de tests. Elle nous révèle que la

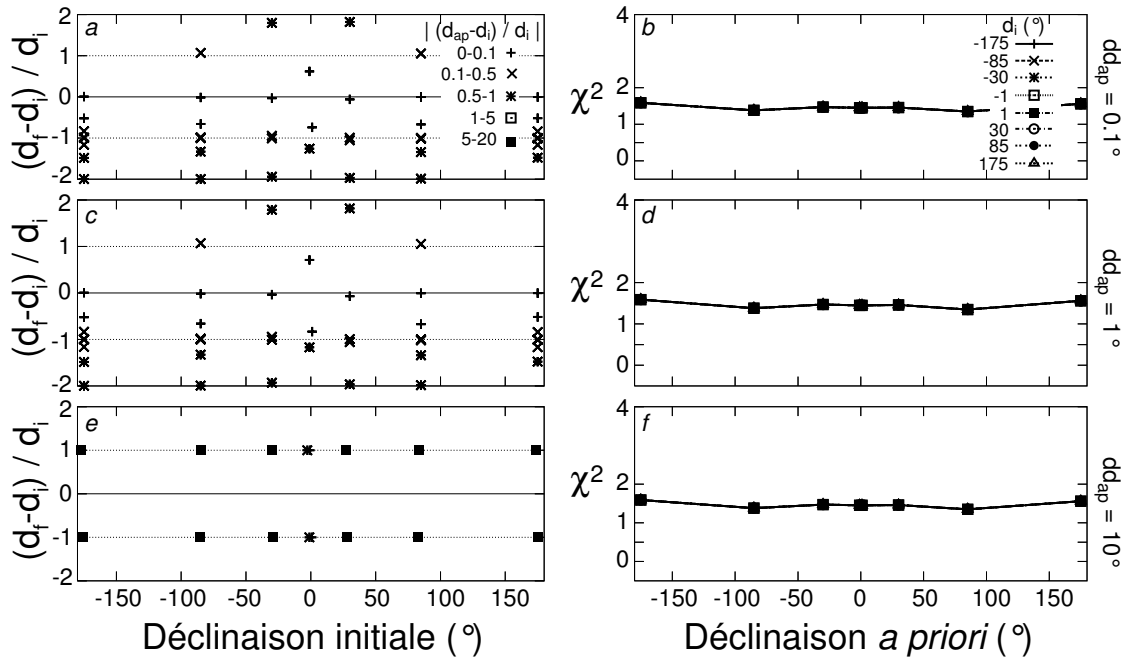


FIG. 5.14 – Même légende que celle de la Figure 5.13, pour la déclinaison. Les points des graphiques *b*, *d* et *f* sont liés pour une meilleure vision de la variation du χ^2 en fonction de la déclinaison *a priori*.

déclinaison n'est pas un paramètre crucial pour l'inversion, car peu de modèles ont un écart relatif entre déclinaison finale et initiale qui est proche de 0. Seul un écart relatif entre déclinaison *a priori* et initiale inférieur à 0.1 permet de retrouver la bonne déclinaison, sauf si l'incertitude est égale à 10. L'indépendance de l'inversion vis-à-vis de la déclinaison est aussi marquée par les graphiques *b*, *d* et *f* : l'incertitude associée à la déclinaison n'a aucun effet sur la valeur du χ^2 .

5.2.5 Tests sur la position

Les étapes préliminaires consistant à regarder l'anomalie magnétique et la modélisation directe permettent d'estimer raisonnablement la position de la source. Néanmoins, lorsque l'altitude des mesures augmente, la position estimée est de moins en moins précise. Pour vérifier si l'inversion des données peut affiner la détermination des coordonnées des sources, une série de tests avec différentes latitudes *a priori* entre 0 et 2500 km a été effectuée. La latitude initiale est de 1250 km. L'influence de la longitude n'est pas étudiée. Les autres paramètres initiaux et *a priori* sont égaux à ceux des tests précédents (voir Tableau 5.5). Le jeu de données est aussi équivalent.

Les résultats sont montrés sur la Figure 5.15. Le graphique *a* révèle que l'incertitude

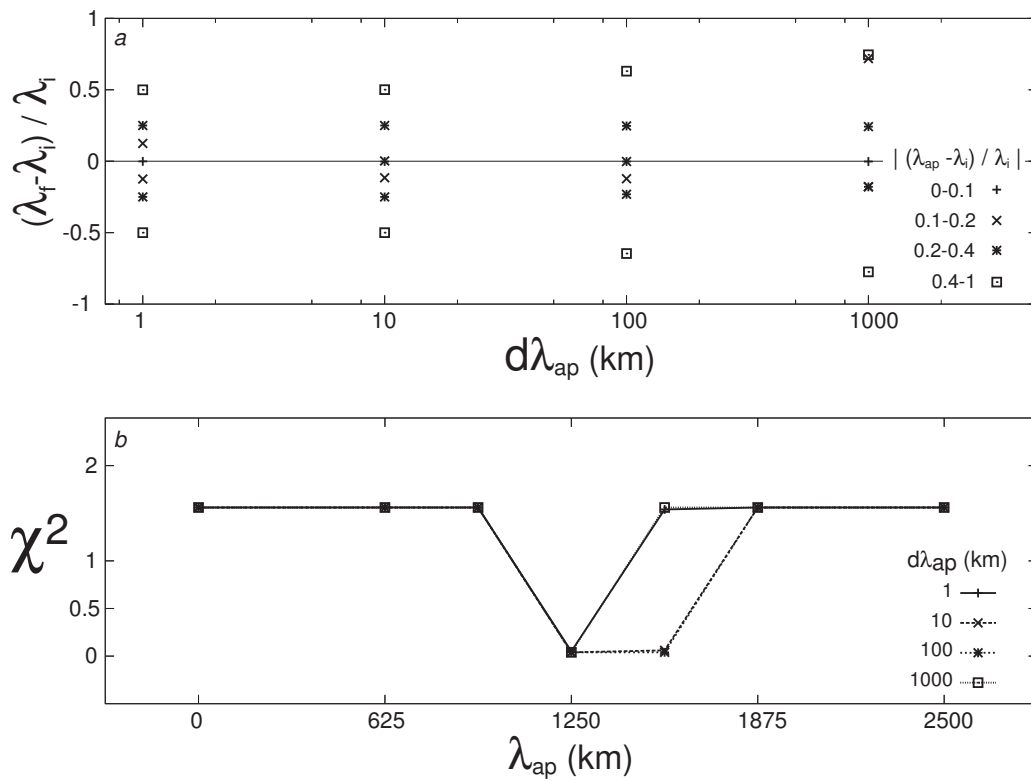


FIG. 5.15 – Influence des valeurs *a priori* et incertitudes associées de la latitude d'une source aimantée sur la valeur finale (a) et sur le χ^2 (b) lors de l'inversion de données satellitaires. Le graphique *a* exprime l'écart relatif entre la latitude finale et initiale, en fonction de l'incertitude sur la latitude (axe logarithmique) et de l'écart relatif entre la latitude *a priori* et initiale. Le graphique *b* représente la variation du χ^2 final en fonction de la latitude *a priori* suivant les différentes incertitudes étudiées : 1, 10, 100 et 1000 km. La latitude initiale est 1250 km.

influe peu sur la détermination de la latitude de la source, au contraire de la valeur *a priori*. Ceci est confirmé par le graphique *b* qui montre aussi une dépendance de la valeur du χ^2 vis-à-vis de la latitude *a priori*. L'incertitude joue seulement si elle est inférieure ou égale

à 60 km, et si la latitude *a priori* est proche de l'initiale (moins de 300 km d'écart).

Le jeu de données permettant de bien caractériser l'anomalie créée par la source, il faut rester rigoureux face à ces résultats si jamais on dispose d'un jeu plus réduit. Notamment, un seul profil N-S peut permettre d'estimer relativement bien la position en latitude de la source, mais pas la longitude. Nous discutons plus loin de l'influence du jeu de données.

5.2.6 Conclusions préliminaires sur l'influence des paramètres *a priori*

Grâce à ces tests sur les différents paramètres du dipôle, on découvre que l'optimisation de l'inversion dépend surtout des valeurs *a priori* et de l'incertitude associée à la profondeur et l'intensité du moment dipolaire. L'inclinaison et la déclinaison sont des paramètres peut être moins cruciaux, même si leur comportement reste complexe. Enfin, bien estimer la position horizontale de la source permet de s'affranchir de la dépendance de l'inversion par rapport à la latitude et la longitude.

5.2.7 Influence du nombre de dipôles

D'autres aspects de la méthode décrite au chapitre précédent nécessitent d'être soulevés et étudiés. Parmi eux, la détermination du nombre de sources est importante. Elle se fait d'abord au regard des anomalies magnétiques. Ensuite, lorsque la modélisation n'est pas satisfaisante, on peut ajouter une ou deux sources pour mieux prédire une anomalie particulière. Nous avons vu dans le paragraphe 5.1 que rajouter des sources au voisinage d'une autre n'empêchait pas de déterminer les paramètres de cette dernière avec précision grâce à l'inversion de données aéromagnétiques. A l'altitude du satellite, on se trouve aussi confronter au problème du nombre de sources, car une anomalie à 300 km d'altitude peut correspondre à l'effet combiné de plusieurs anomalies à une altitude plus petite. Sachant cela, l'idée est tout de même d'expliquer le plus simplement possible une anomalie avec une source ou plus si nécessaire. Cependant, pour des données satellitaires, est-ce que la capacité de la méthode diminue avec l'augmentation du nombre de ces sources ?

Pour répondre à cette question et dans la suite de ces tests, nous utiliserons les résultats vis-à-vis des profondeurs des sources, car c'est un paramètre assez représentatif de la validité de l'inversion (voir paragraphe 5.2.1). Le jeu de données est équivalent à celui des tests précédents. Les résultats avec une, deux et trois sources sont comparés. Le Tableau 5.5 du paragraphe 5.2.1 indique les paramètres initiaux, *a priori* et incertitudes associées lorsqu'une seule source est testée, sauf pour la profondeur initiale, qui est cette fois unique (50 km). Le Tableau 5.7 présente les paramètres initiaux, *a priori* et incertitudes associées des dipôles pour les configurations à deux et trois sources. La profondeur *a priori* du dipôle A varie entre 5 et 170 km à chaque fois. Son incertitude associée peut être de 0.1,

Paramètre	Valeur initiale	Valeur <i>a priori</i>	Incertitude <i>a priori</i>
Dipôle <i>A</i>			
$\lambda(^{\circ}\text{N})$	37	37	0.017
$\phi(^{\circ}\text{E})$	60	60	0.022
z (km)	50	5 à 170	0.1, 1 ou 10
$m(\text{A.m}^2)$	$3.0 \cdot 10^{16}$	$3.0 \cdot 10^{16}$	$1.0 \cdot 10^{16}$
$I(^{\circ})$	50	50	2
$D(^{\circ})$	120	120	1
Dipôle <i>B</i>			
$\lambda(^{\circ}\text{N})$	43	43	0.017
$\phi(^{\circ}\text{E})$	60	60	0.022
z (km)	50	50	0.01 ou 1
$m(\text{A.m}^2)$	$3.0 \cdot 10^{16}$	$3.0 \cdot 10^{16}$	$1.0 \cdot 10^{16}$
$I(^{\circ})$	-30	-30	2
$D(^{\circ})$	60	60	1
Dipôle <i>C</i>			
$\lambda(^{\circ}\text{N})$	40	40	0.017
$\phi(^{\circ}\text{E})$	63	63	0.022
z (km)	80	80	0.01 ou 1
$m(\text{A.m}^2)$	$4.6 \cdot 10^{16}$	$4.6 \cdot 10^{16}$	$1.0 \cdot 10^{16}$
$I(^{\circ})$	5	5	2
$D(^{\circ})$	-100	-100	1

TAB. 5.7 – Configuration à deux (dipôles *A* et *B*) ou trois sources.

1 ou 10 km, et l'incertitude associée à la profondeur des deux autres dipôles peut être de 0.01 ou 1 km (source fixée ou non). Les dipôles A et B sont situés à la même profondeur (50 km), alors que le dipôle C est plus profond (80 km), mais plus intensément aimanté.

Les résultats sont d'abord représentés sur la Figure 5.16 par rapport à la profondeur du dipôle A dans les trois cas. Elle indique que le nombre de dipôles étudiés et l'incertitude associée à la profondeur de dipôles voisins lors d'une inversion n'influencent pas la détermination de la profondeur du dipôle principal car les courbes sensées différencier les trois configurations sont pratiquement toujours superposées. On retrouve l'indépendance de la profondeur finale par rapport à la profondeur *a priori* si l'incertitude est de 1 km pour le dipôle A , et ce quelque soit l'incertitude associée à la profondeur des dipôles voisins. Lorsque l'incertitude est de 10 km pour la profondeur du dipôle A , l'inversion faillit souvent à retrouver la profondeur initiale si celle-ci est supérieure à 80 km. Cependant, même si l'inversion semble retrouver la profondeur initiale quelque soit la valeur *a priori* lorsque l'incertitude est de 1, un autre paramètre du dipôle A ou des autres dipôles dévie trop et empêche de trouver un modèle prédisant raisonnablement les données, sauf si la profondeur *a priori* du dipôle A est proche de l'initiale (creux étroit centré à 50 km pour la courbe du χ^2 sur les graphiques f et h).

D'autres résultats impliquant les autres dipôles sont ensuite représentés sur la Figure 5.17. Elle met en évidence l'influence de l'incertitude associée à la profondeur du dipôle A sur la détermination des profondeurs des autres dipôles, et sur la valeur du χ^2 . Par exemple, dans le cas à deux dipôles, une incertitude de 10 km pour la profondeur du dipôle A engendre une déviation de la profondeur du dipôle B par rapport à sa valeur initiale (50 km) quand son incertitude le lui permet (1 km). C'est à dire que si le dipôle A bouge, alors le dipôle B bouge en conséquence. Cet effet est moins important lorsque l'incertitude sur les deux profondeurs est diminuée. Dans le cas à trois dipôles, on retrouve aussi cette dépendance des autres profondeurs par rapport à l'incertitude associée à la profondeur du premier dipôle. Les graphiques b et d montrent qu'une incertitude de 1 km est préférable.

Ces résultats révèlent donc l'indépendance de l'inversion pour retrouver la bonne profondeur d'un dipôle vis-à-vis du nombre de dipôles et de l'incertitude associée à leurs profondeurs. En revanche, pour retrouver la profondeur de tous les dipôles, il faut utiliser une incertitude moyenne de 1 km.

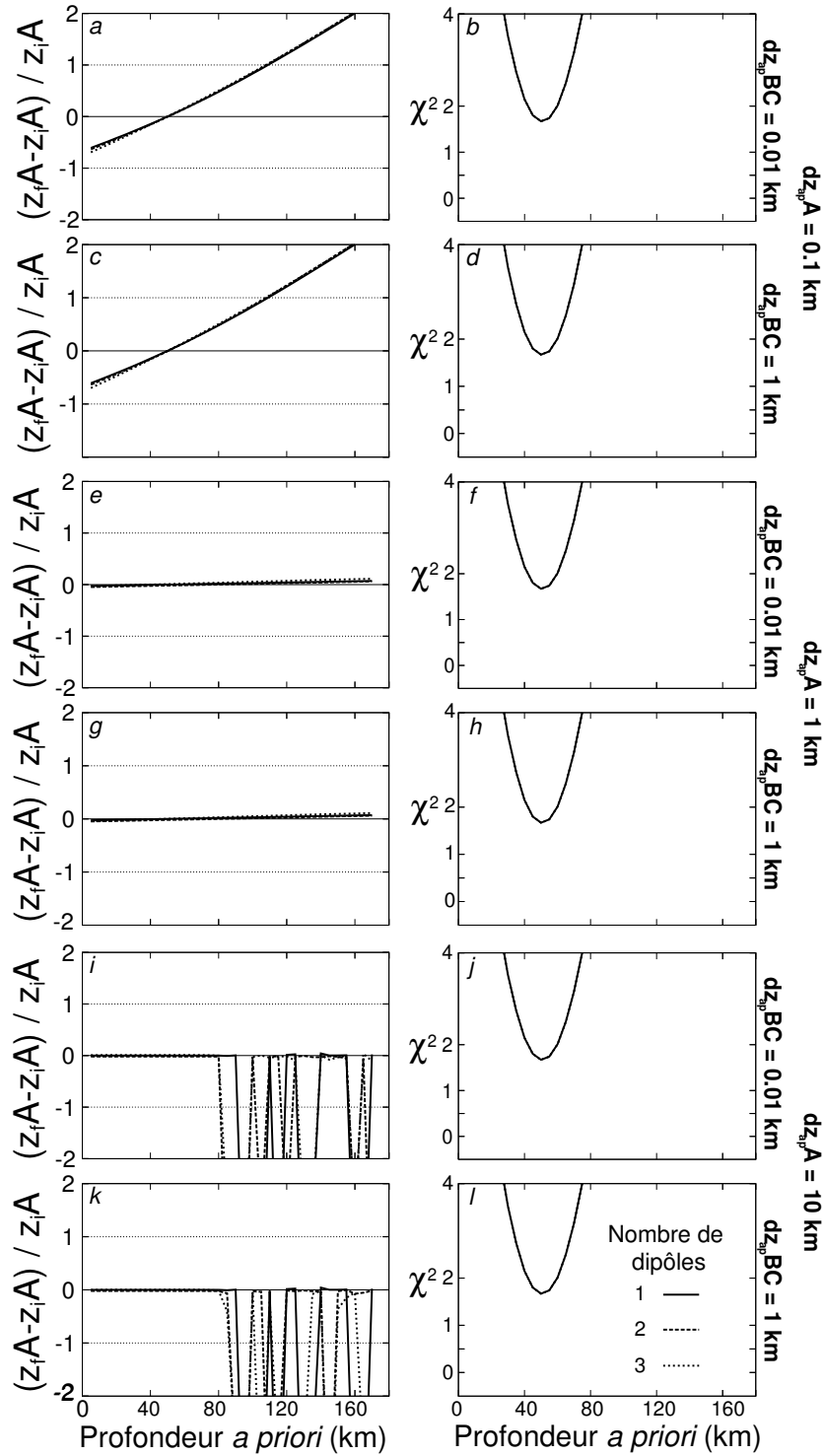


FIG. 5.16 – Influence du nombre de dipôles sur la détermination de la profondeur du dipôle A lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques *a, c, e, g, i* et *k* expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale (50 km) du dipôle A étudié, en fonction de la profondeur *a priori* et du nombre de dipôles. Les graphiques *b, d, f, h, j* et *l* représentent la variation du χ^2 final en fonction de la profondeur *a priori* et du nombre de dipôles. Chaque ligne de 2 graphiques correspond à une configuration d'incertitude associées aux profondeurs *a priori* des dipôles : 0.1 km pour le dipôle A / 0.01 km pour les autres (graphiques *a, b*), 0.1 / 1 km (*c, d*), 1 / 0.01 km (*e, f*), 1 / 1 km (*g, h*), 10 / 0.01 km (*i, j*), et 10 / 1 km (*k, l*), de haut en bas, respectivement.

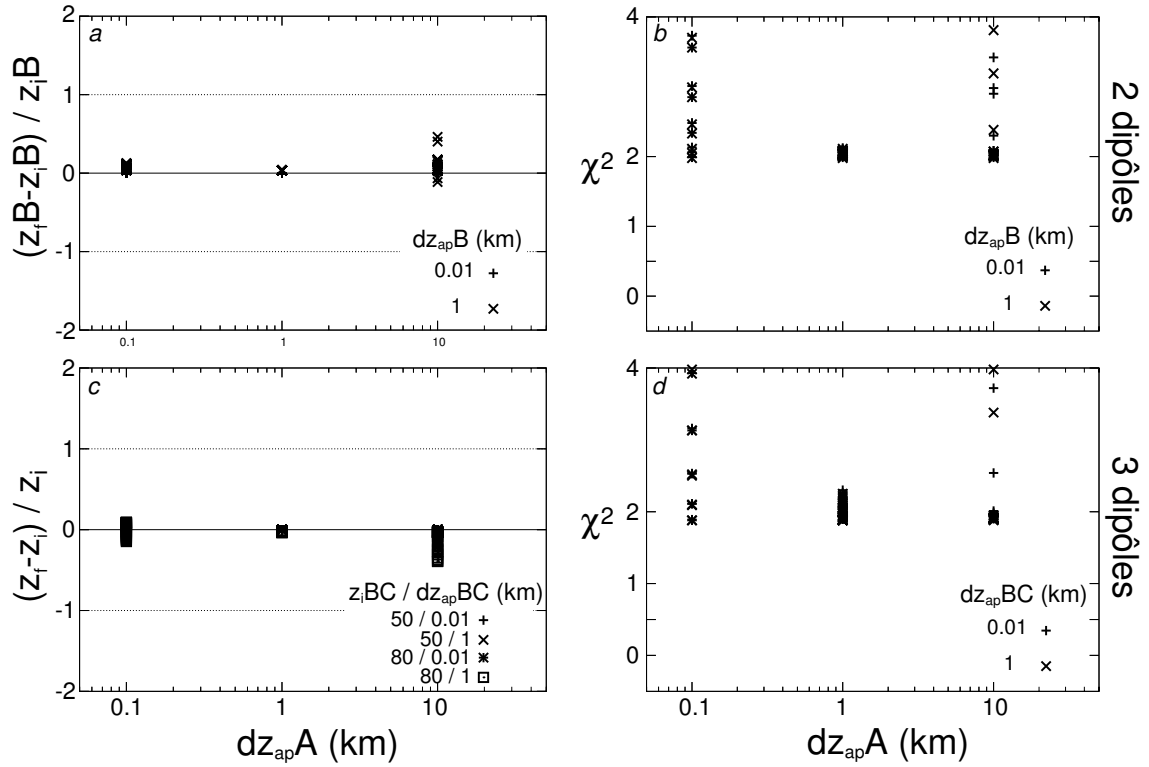


FIG. 5.17 — Influence des incertitudes associées aux profondeurs de deux ou trois dipôles sur la détermination lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques *a* et *b* expriment l'écart relatif (*a*) entre profondeur finale et initiale du dipôle *B*, et la variation du χ^2 final (*b*) dans le cas de deux dipôles, en fonction de l'incertitude associée à la profondeur du dipôle *A* (échelle logarithmique) et du dipôle *B*. Les graphiques *c* et *d* sont similaires, mais pour le cas de trois dipôles.

5.2.8 Influence du nombre de profils

Nous avons vu dans le chapitre 3 (paragraphe 3.1.2) que les données magnétiques martiennes étaient rares en-dessous de 250 km d'altitude. Il faut donc estimer les limites de l'inversion suivant la quantité de données disponibles (modélisation 2D ou 3D).

Les tests précédents ont donc été reconduits avec différents jeux de données : 1, 3, 7, 19 ou 39 profils N-S. À chaque fois, un profil passe au-dessus de la source principale. Cette condition paraît logique puisque la localisation *a priori* des dipôles dépend de notre interprétation en regardant les anomalies magnétiques et de la modélisation directe effectuée, qui généralement confirme la position (voir paragraphe 5.2.5). L'altitude des mesures est toujours de 100 km. Le bruit associé est de 1 %, jamais inférieur à 5 nT. Plusieurs profondeurs initiales du dipôle A sont testées (voir paragraphe 5.2.1).

La Figure 5.18 montre l'influence du nombre de profils sur la détermination de la profondeur du dipôle A et sur la valeur du χ^2 pour les cas à un et trois dipôles. On remarque que le nombre de modèles dont l'écart entre profondeur finale et initiale est petit augmente avec le nombre de profils, quelque soit l'écart entre profondeur *a priori* et initiale, et quelque soit le nombre de dipôles (même si cette augmentation est un peu moins importante dans le cas de trois dipôles). Si la profondeur *a priori* est proche de l'initiale, alors sa valeur ne s'éloignera pas trop, même si un seul profil est disponible. Le χ^2 est de moins en moins dépendant de la profondeur *a priori* et de plus en plus faible lorsque le nombre de profils augmente, quelque soit le nombre de dipôles. En fait, il suffit d'augmenter un peu le bruit associé aux données pour diminuer le χ^2 sur les graphiques e , f , o , et p lorsque seuls un ou trois profils sont disponibles (résultats non présentés). En revanche, il est toujours dépendant de la profondeur initiale.

Il faut donc utiliser le plus de données possibles pour pouvoir contraindre le mieux la profondeur d'une source. Dans le cas de données peu abondantes, la profondeur *a priori* doit être proche de l'initiale. Ce résultat n'est pas surprenant, mais il met en évidence l'importance de la modélisation directe pour bien estimer la profondeur *a priori* d'une source.

5.2.9 Influence de l'altitude et du bruit des mesures

Les deux derniers paramètres influençant l'inversion sont l'altitude et le bruit des mesures. Concernant les données magnétiques martiennes, nous avons vu au Chapitre 3 (paragraphe 3.1.2) que deux jeux de données étaient disponibles : un où les mesures sont prises jusqu'à 100 km d'altitude avec des orbites elliptiques de la sonde MGS (phases AB-SPOs), et un lors de la phase de cartographie MO où l'altitude reste stable vers 400

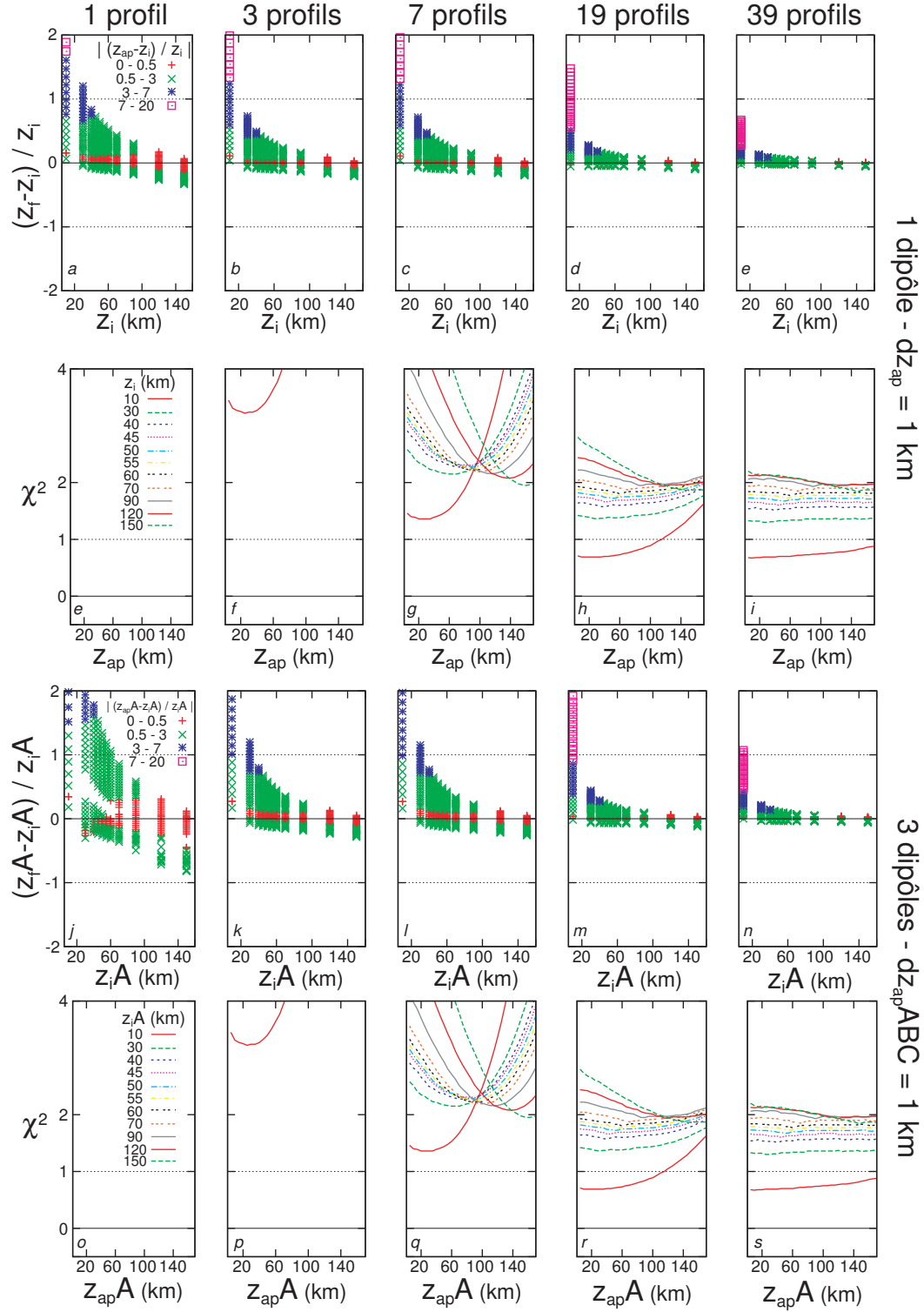


FIG. 5.18 – Influence du nombre de profil lors de l'inversion de données satellitaires (100 km d'altitude). Les graphiques *a* à *e* expriment l'écart relatif entre profondeur finale et initiale du dipôle *A* en fonction de la profondeur initiale et l'écart relatif entre profondeur *a priori* et initiale, dans le cas à une seule source, avec 1, 3, 7, 19 et 39 profils, respectivement. Les graphiques *f* à *j* représentent la variation du χ^2 en fonction de la profondeur *a priori* et initiale, pour les mêmes cas de nombre de profils, avec un seul dipôle. Les graphiques *k* à *t* sont similaires aux graphiques *a* à *j*, mais pour le cas de trois dipôles. Toutes les profondeurs *a priori* ont une incertitude de 1 km.

km. Le premier jeu est constitué de profils peu abondants par rapport au deuxième jeu qui a duré plus longtemps et a permis de couvrir largement la planète.

Pour étudier l'influence de cette configuration de jeux de données sur notre méthode, une série de tests avec un jeu de 39 profils créés à 100 km et 400 km a été effectuée. Le cas combinant les deux altitudes a aussi été testé, ainsi que l'effet de variations d'altitude sur un même profil. Ces dernières sont de 30 km au maximum sur 1000 km de long, soit les mêmes variations que celles dues à l'orbite elliptique de MGS pendant la phase AB. Néanmoins, le périapse est toujours situé au centre de chaque profil, à peu près à la latitude de la source.

L'erreur de mesure est estimée à ± 3 nT selon [Acuña et al. \(1998b\)](#). Les mesures AB-SPO étant souvent acquises côté jour, l'interaction du vent solaire avec le champ magnétique rémanent de Mars a engendré un champ externe plus fort, perturbant les mesures. Ainsi, le cas de données synthétiques bruitées a été testé. Lorsque l'altitude est de 100 km, l'amplitude de l'anomalie magnétique peut atteindre 1500 nT. Les données bruitées ont été créées en rajoutant un "bruit gaussien" de variance égale à 40 nT. Lorsque l'altitude est de 400 km (anomalie de 100 nT maximum), ce bruit a une variance de 5 nT.

Pour chaque jeu, le modèle initial correspond à un ou trois dipôles, avec les paramètres initiaux et *a priori* correspondant aux tests précédents. Ainsi, plusieurs profondeurs *a priori* concernant le dipôle *A* sont testées. L'incertitude associée aux profondeurs des sources est de 1 km. Les moments dipolaires peuvent être intenses ou faibles.

La Figure 5.19 présente les résultats concernant l'influence de l'altitude du jeu de données et du bruit associé sur la détermination de la profondeur et sur la valeur du χ^2 , dans le cas d'une seule source intensément aimantée et de profils d'altitude constante.

La première chose que l'on remarque est que le bruit diminue la capacité de la méthode à retrouver la bonne profondeur, même si le χ^2 final est souvent plus faible, et ce, quelque soit l'altitude des données. Cet effet est significatif lorsque la profondeur de la source est faible. D'ailleurs, lorsque les données ne sont pas bruitées et que la source est peu profonde, l'erreur finale sur la profondeur est plus grande avec des données à 400 km d'altitude qu'avec des données à 100 km. La combinaison des deux jeux à 100 et 400 km d'altitude augmente la résolution de la méthode, mais toujours dans le cas de données non-bruitées. Pour des données à 400 km d'altitude, même si l'inversion semble plus facilement retrouver des sources assez profondes, on s'aperçoit que le χ^2 final augmente avec la profondeur initiale, dans le cas données non bruitées. Dans l'autre cas (données bruitées prises à 400 km), l'inversion va mieux converger pour des sources profondes.

La Figure 5.20 est équivalente à la précédente, mais pour le cas d'altitudes variant sur

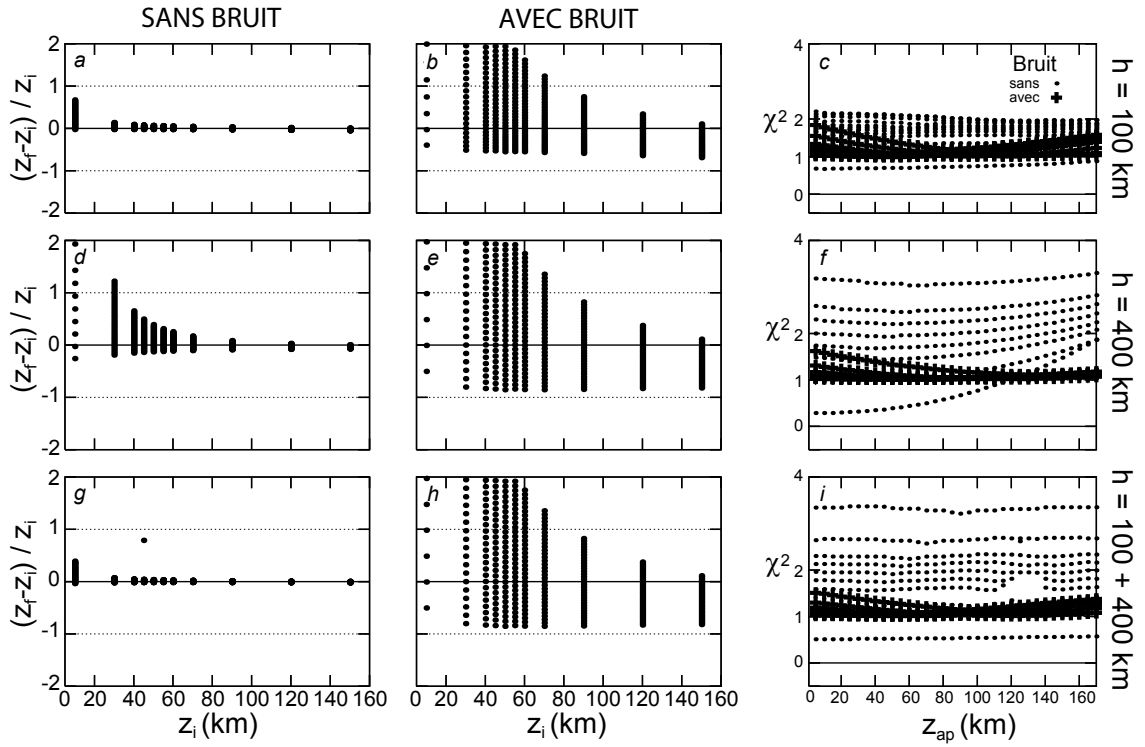


FIG. 5.19 – Influence de l'altitude du jeu de données et du bruit associé, dans le cas d'une seule source et de profils d'altitude constante. Les graphiques *a*, *b*, *d*, *e*, *g* et *h* expriment l'écart relatif entre la profondeur finale et initiale du dipôle en fonction de la profondeur initiale. Le cas de données propres correspond aux graphiques *a*, *d* et *g*, alors que celui de données bruitées correspond aux graphiques *b*, *e* et *h*. Les graphiques *c*, *f* et *i* représentent la variation du χ^2 en fonction de la profondeur *a priori*, avec ou sans bruit ajouté aux données. Les graphiques *a*, *b* et *c* montrent les résultats pour des données prises à 100 km d'altitude, *d*, *e* et *f* à 400 km, et *g*, *h* et *i* lorsque les deux jeux d'altitude sont combinés. La profondeur *a priori* de la source a une incertitude de 1 km.

chaque profil.

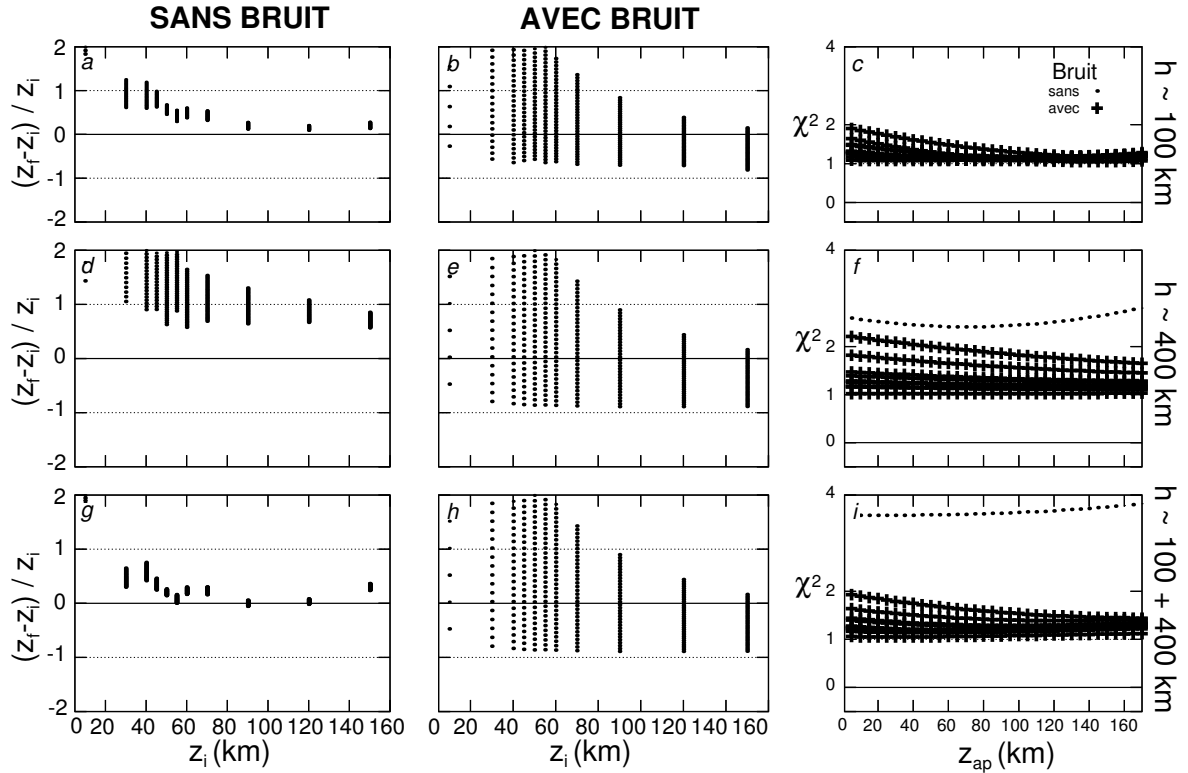


FIG. 5.20 – Même légende que celle de la Figure 5.19, pour le cas d’altitudes variant sur chaque profil.

Elle met en évidence l’avantage de disposer de deux jeux de mesures d’altitude différente. En effet, la résolution de la profondeur de la source est meilleure lorsque les deux jeux à 100 et 400 km sont combinés, avec des données non bruitées. Cependant, la valeur du χ^2 ne suit pas cette loi, même si le fait d’avoir des données non bruitées augmente sa valeur. Dans le cas de mesures bruitées (plus proches de la réalité des mesures magnétiques), l’erreur de l’inversion avec les deux jeux de données est équivalente à celle lorsque seul le jeu à 100 km est utilisé. Ceci est dû au fait que les jeux de données à 100 km et à 400 km sont complets. Or, dans le cas des mesures AB pour Mars, MGS n’a couvert que 20 % de la planète en-dessous de 250 km. Il est donc nécessaire de considérer les mesures MO ($h \sim 400$ km) qui elles, couvrent toute la planète.

Les résultats avec trois dipôles ne sont pas présentés car ils sont similaires. Dans le cas d’une ou trois sources faiblement aimantées, on retrouve aussi ces résultats, mais l’inversion a tendance à expliquer la faible amplitude de l’anomalie par une source plus profonde, même avec des données non bruitées.

5.2.10 Cas d'orbites proches en altitude : la mission Swarm

La mission Swarm² consiste à envoyer 3 satellites à 2 orbites différentes autour de la Terre pour mesurer simultanément le champ géomagnétique (voir paragraphe 1.2.3). Les satellites Swarm-A et -B seront situés à 450 km d'altitude, alors que le satellite Swarm-C sera situé à 530 km d'altitude. Pour estimer l'apport de cette configuration en vue de différencier deux sources lithosphériques aimantées adjacentes, des tests ont été réalisés avec notre méthode. Deux jeux de mesures synthétiques à 450 et 530 km ont été créés. Ces deux altitudes de mesure permettent d'utiliser implicitement le gradient vertical du champ magnétique pour mieux contraindre les sources. Un bruit gaussien de 1 nT a été ajouté. Les sources sont situées à 40 km de profondeur, sur la même latitude (celle associée au passage des satellites). Elles sont séparées par 300 ou 170 km. Les résultats sont montrés dans le Tableau 5.8, et ont été présentés dans les actes du premier colloque Swarm ([Quesnel et al. \(2006\)](#) ; Annexe B.1). Nous rappelons brièvement les résultats dans le paragraphe suivant.

		Écart initial (km)	
		300	170
Écart après inversion en fonction de l'altitude des mesures	h=450 km	256	11
	h=530 km	0	11
	h=450 et 530 km	278	200

TAB. 5.8 – Distance entre deux sources aimantées adjacentes, initialement, et après inversion des mesures magnétiques à 450 km, 530 km, ou les deux.

Dans le premier cas, l'inversion des mesures à 450 km d'altitude permet de distinguer les deux sources (erreur $\sim 15\%$), alors que celle des mesures à 530 km d'altitude ne le permet pas (erreur $\sim 100\%$). En effet, les sources sont alors situées à la même latitude et la même longitude, mais avec différentes profondeurs.

Dans le second cas, seule l'inversion combinée des jeux à 450 et 530 km permet de distinguer les deux sources (erreur $\sim 20\%$ contre 93 % avec l'inversion des mesures à 450 km). Les paramètres finaux sont alors très proches de leur valeur initiale.

Ces tests montrent que notre méthode permet d'évaluer la limite de résolution de mesures magnétiques satellitaires à deux altitudes différentes. Avec des satellites dans une configuration telle que celle de la mission Swarm, des sources situées à 40 km de profondeur, voisines de 170 km, seront ainsi détectables.

²http://www.esa.int/esaLP/ESA3QZJE43D_LPswarm_0.html

5.2.11 Conclusions sur les tests avec des mesures satellitaires

Les tests effectués dans cette deuxième partie de chapitre mettent en évidence et confirment le rôle "clé" joué par plusieurs aspects de la méthode décrite dans le précédent chapitre.

Ainsi, il apparaît clairement qu'il faut estimer raisonnablement les valeurs *a priori* des paramètres des sources. Ceci est possible en passant du temps à la modélisation directe préalable à l'inversion. De plus, il est souhaitable d'avoir plusieurs jeux de données disponibles d'altitude variée pour mieux contraindre la profondeur des sources, et chaque jeu doit être le plus propre et le plus complet possibles. Un des résultats importants est aussi que le nombre de sources influence peu la capacité de l'inversion à trouver les bons paramètres des sources. La profondeur des sources semble être le paramètre le plus difficile à contraindre : il est nécessaire d'essayer plusieurs valeurs *a priori* pour faire ressortir le meilleur modèle. L'incertitude associée doit être de 1 km.

Ces conclusions sont similaires à celles des tests avec des données aéromagnétiques.

Chapitre 6

Validation par l'étude de la zone de Champtoceaux

Les tests effectués dans le chapitre 5 ont permis d'estimer la capacité de la méthode décrite au chapitre 4, suivant le type de données magnétiques disponibles. L'inversion de données aéromagnétiques permet de déterminer les paramètres des sources aimantées de la croûte entre 0 et 20 km suivant l'altitude de mesure. Cependant, il faut estimer la fiabilité de notre méthode, en comparant ces paramètres à des structures géologiques.

Dans ce chapitre, nous appliquons notre méthode à des mesures acquises au-dessus d'une région pour laquelle nous disposons d'autres informations géologiques et géophysiques. Ainsi, la robustesse et l'intérêt de la méthode développée pourront être démontrés.

La nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain, France) a été choisie car une campagne géophysique récente a permis d'en améliorer la compréhension géodynamique. Dans une première partie, le contexte géologique de cette région est présenté. La seconde partie décrit les mesures magnétiques disponibles, acquises lors d'un vol aéroporté. Les résultats de l'application de notre méthode à ces données sont ensuite présentés, puis discutés, avant de conclure. Ce travail fait l'objet d'un article en préparation, présenté dans l'Annexe B.2.

6.1 Contexte géologique

Le Massif Armoricain est une relique de la chaîne de collision varisque (400-350 Ma). Dans sa partie sud, il est marqué par une zone de failles appelée Cisaillement Sud-Armoricain (CSA). À l'est, il se divise en 2 branches entre lesquelles se situe la nappe (ou complexe) de Champtoceaux, correspondant à un arc de couches gneissiques (Figure 6.1).

En surface, on observe localement des affleurements d'éclogites et de gabbros ser-

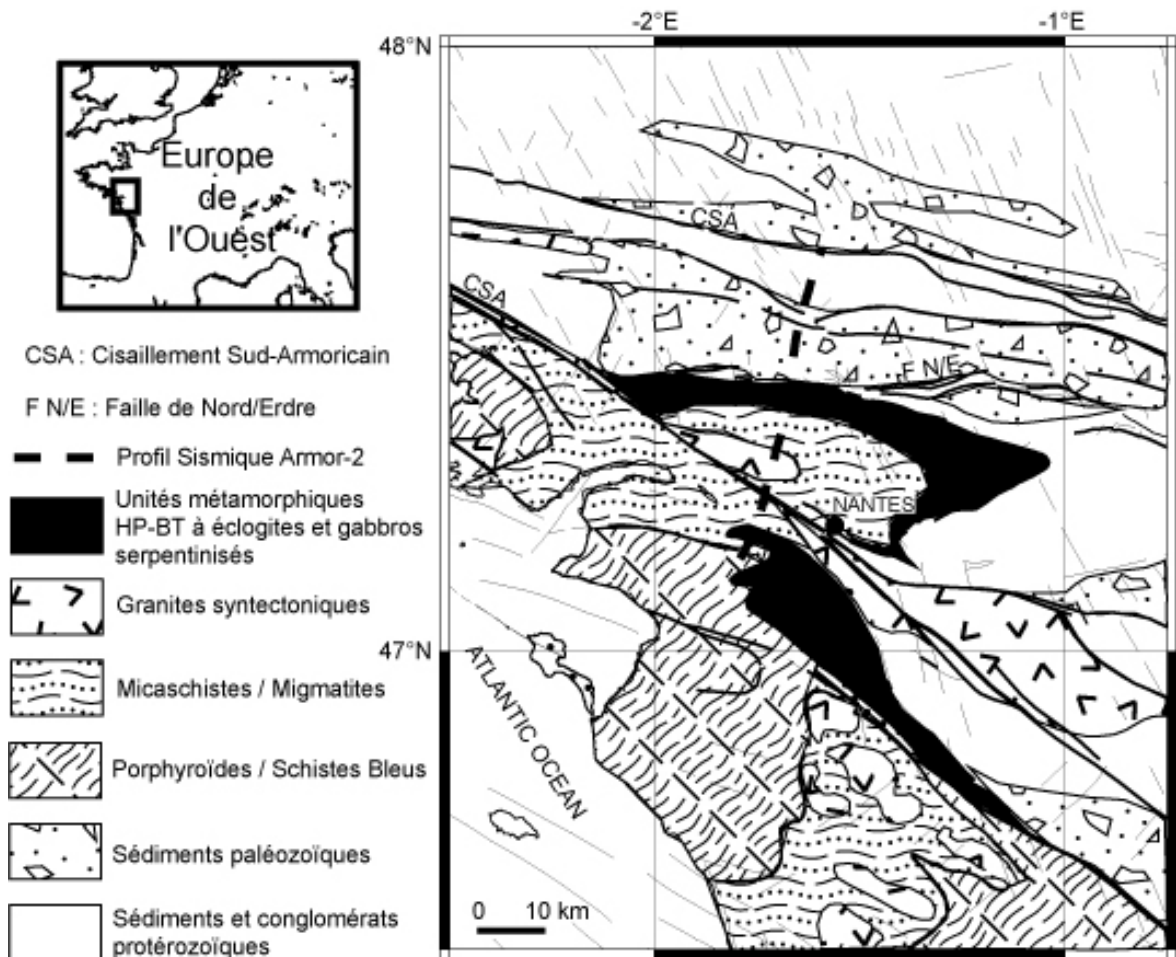


FIG. 6.1 – Carte géologique et structurale de la zone étudiée, modifiée d'après [Chantraine et al. \(1996\)](#). Les complexes métamorphiques de Champtoceaux et des Essarts correspondent aux arcs noirs situés au nord et au sud de Nantes. La position du profil sismique Armor2/GéoFrance3D provient de [Bitri et al. \(2003\)](#).

pentinisés au sein des unités les plus au nord ([Marchand, 1981](#); [Barbaroux et al., 1983](#); [Ballèvre et al., 1987](#); [Marchand et al., 1988](#)). Elles semblent appartenir à une marge océanique subduite à Haute Pression - Basse Température durant la collision, puis exhumée au Carbonifère ([Ballèvre et Marchand, 1991](#); [Bosse et al., 2000](#)). Elles pourraient constituer les reliques basiques de la zone de suture hercynienne. Lors de l'extrusion (ou juste après), le mouvement dextre du CSA (limite sud du complexe) a déformé ces unités en une structure anticlinale chevauchante ([Berthe et al., 1979](#); [Jegouzo, 1980](#); [Jegouzo et al., 1986](#); [Ballèvre et al., 1987](#); [Martelet et al., 2004](#)). La faille de Nort-sur-Erdre sépare ces formations de sédiments plus vieux et moins métamorphisés au nord.

La géométrie verticale de ce complexe était assez débattue jusqu'aux années 2000, quand la Compagnie Générale de Géophysique y conduit un profil sismique dans le cadre du Projet Armor-2. Ce dernier est intégré dans le Programme GéoFrance 3D financé par le Bureau de Recherche Géologiques et Minières, l'Institut National des Sciences de l'Univers et le Centre National de la Recherche Scientifique. L'interprétation de ce profil, combinée à celle d'autres données géophysiques disponibles, montre que la faille de Nort-sur-Erdre est l'expression en surface d'un chevauchement régional penchant vers le sud, recoupant la branche sud du CSA à une profondeur de 15 km (Figure 6.2). Les unités

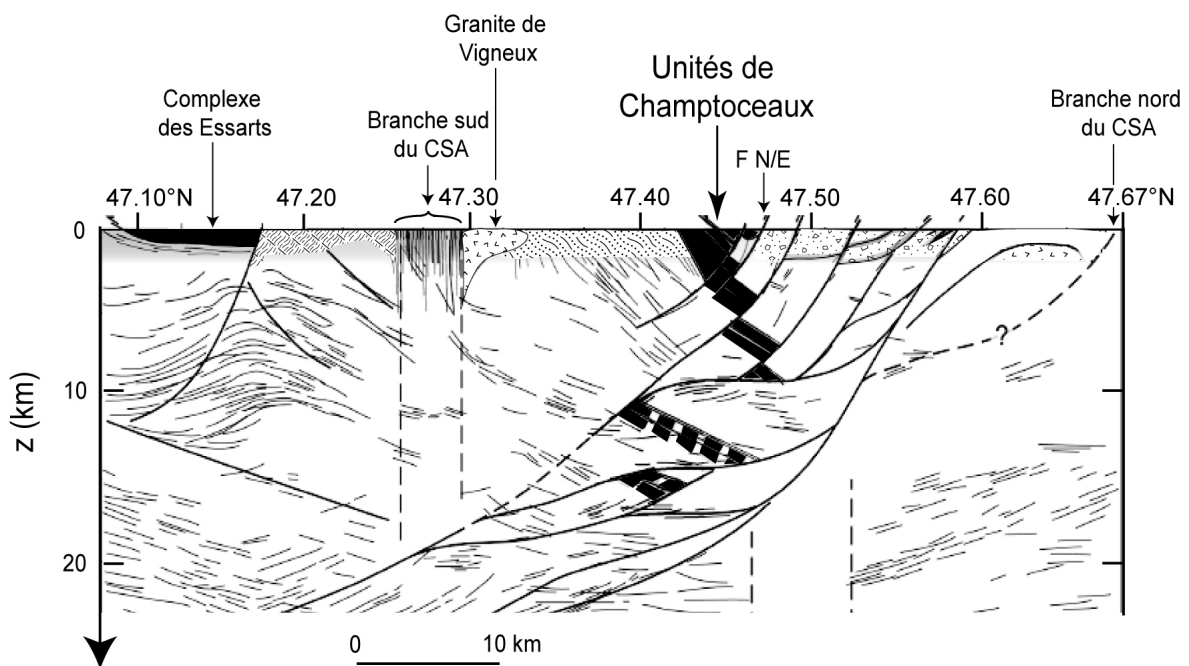


FIG. 6.2 – Interprétation du profil sismique Armor-2, modifiée d'après [Bitri et al. \(2003\)](#).

éclogitiques et serpentinisées de Champtoceaux sont segmentées par la partie superficielle de ce chevauchement.

Parallèlement à cette coupe sismique, les données gravimétriques disponibles ont

été étudiées par *Martelet et al. (2004)*. Ils confirment que les unités de Champtoceaux représentent bien la zone de suture hercynienne, aujourd'hui intégrée dans un anticlinal régional dont l'axe pend vers l'Est.

Gumiaux (2003) a étudié un profil magnétique le long du profil sismique. À partir de transformée en ondelettes et de modélisation directe (2D), il a montré que les contrastes de susceptibilité magnétique sont fortement corrélés aux discontinuités sismiques. Les couches associées à une forte susceptibilité (≥ 0.05) nécessitent d'être segmentées pour expliquer le signal magnétique. L'extension latérale des éclogites et des unités serpentinisées est brièvement abordée à partir de l'interprétation de cartes d'anomalies magnétiques filtrées. Cependant, aucune modélisation 3D n'a été faite. Grâce à notre approche, la variation latérale de la profondeur et de l'aimantation de ces roches peut être étudiée.

6.2 Les mesures aéromagnétiques

Un levé aéromagnétique à 120 m d'altitude sur des lignes de vol distantes de 500 m (traverses tous les 10 km) a été conduit en 1998 par le BRGM pour le compte du Ministère de l'Industrie. Il s'agit plus précisément d'un levé de géophysique aéroporté (magnétisme et radiométrie) financé dans le cadre du projet Armor2 du programme GéoFrance3D. Les détails concernant ce levé, ainsi que l'interprétation de l'extension des anomalies magnétiques et radiométriques sont présentées dans *Truffert et al. (2001)*.

6.2.1 Acquisition et traitement

Les mesures de l'intensité du champ total nous ont été remises corrigées de la variation diurne locale, des effets de cap et nivellées par les traverses. Il s'agit d'une grille régulière de 250x250 m interpolée entre (46.12°N, -4.85°E) et (50.04°N, -0.58°E). Pour garder la résolution initiale, les lignes de vol N-S interpolées ont été identifiées par leur variance plus faible, puis enlevées du jeu. Sur les profils restants, chaque point tous les 250 m est issu de la moyenne des mesures voisines, car la fréquence en N-S était d'environ 10 Hz (1 mesure tous les 6.2 mètres au sol). Au final, nous obtenons une grille de 250 m en N-S sur 500 m en E-W.

Les anomalies de l'intensité du champ magnétique mesuré ont été obtenues en retirant une surface polynomiale (degré 1 en E-W, 2 en N-S) qui prédit le champ total régional. Pour faire ressortir les plus grandes longueurs d'onde, les données ont été prolongées à 3 km d'altitude grâce au programme CONTIN de *Blakely (1995)*.

Aucune réduction aux pôles n'a été effectuée, pour conserver la forme allongée de certaines anomalies et les directions locales d'aimantation induite. Ainsi, l'inversion devra

aussi retrouver les paramètres d'orientation du vecteur moment dipolaire et vérifier si ceux-ci sont proches du champ induit ou non.

6.2.2 Analyse

En se focalisant sur la partie sud-est du Massif Armoricain (46.5 à 48°N, -2.5 à -0.75°E), la carte des anomalies magnétiques résultant du traitement précédent est présentée sur la Figure 6.3. Elle peut être comparée à la carte géologique de la Figure 6.1. Dans l'ensemble, l'allongement des anomalies magnétiques semble suivre la direction du CSA, ce qui confirme que c'est une structure crustale majeure dans cette partie du Massif Armoricain. De plus, cette faille est accompagnée de plutons granitiques syntectoniques ([Berthe et al., 1979](#); [Jegouzo et al., 1986](#)), qui peuvent aussi expliquer les anomalies magnétiques associées au CSA. Au nord de la branche nord du CSA, les deux anomalies situées en (47.8°N, -2.0°E) et (47.7°N, -1.0°E) peuvent être dues à la base des sédiments paléozoïques (Ordovicien), contenant parfois des niveaux de Grès Armoricain riches en fer. Au sud de la branche sud du CSA, une anomalie positive est associée au complexe métamorphique des Essarts. Mais les anomalies les plus remarquables sont situées entre les deux branches du CSA. Elles semblent parfaitement superposables à la nappe de Champtoceaux, surtout dans la partie nord. Elles se prolongent à l'est de Nantes alors qu'en surface, on observe des sédiments anciens. Ceci montre que les unités de Champtoceaux se trouvent aussi sous ces sédiments.

Toutes ces observations rejoignent celles de [Truffert et al. \(2001\)](#) et surtout [Gumiaux \(2003\)](#). Nous nous focaliserons ici sur les anomalies magnétiques associées à la nappe de Champtoceaux. Trois sous-régions (A, B et C) correspondant à 4287, 5101 et 4696 données magnétiques ont été choisies pour l'inversion (modélisation 3D). Leurs limites sont indiquées sur la Figure 6.3. Un profil N-S représentatif est extrait de chaque sous-région d'étude pour effectuer, au préalable, une modélisation 2D de chaque anomalie. Le profil B est très proche du profil sismique Armor2 (Figures 6.1 et 6.2).

6.3 Résultats de la méthode inverse

Dans cette partie, nous détaillons successivement le travail effectué sur ces sous-régions. Pour chacune d'elles, une analyse du profil magnétique représentatif est bièvement présentée avant l'étape de modélisation directe. Enfin, les paramètres et résultats de l'inversion sont décrits.

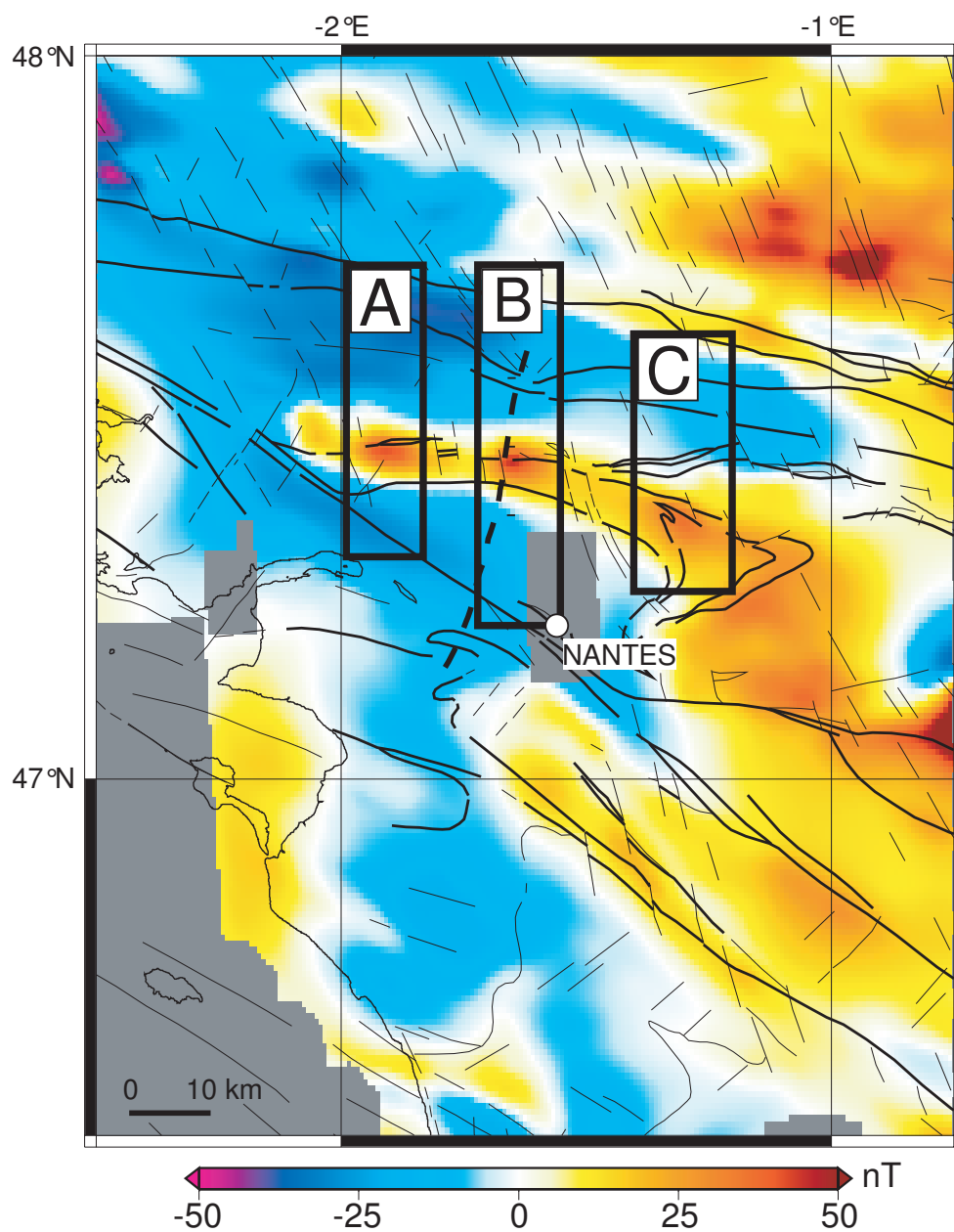


FIG. 6.3 – Carte des anomalies magnétiques à 3 km d'altitude au-dessus de la région d'étude.

6.3.1 Sous-région A

Le profil représentant les anomalies de cette sous-région est présenté sur la Figure 6.4. L'anomalie centrale a une amplitude d'environ 70 nT. Les composantes négatives

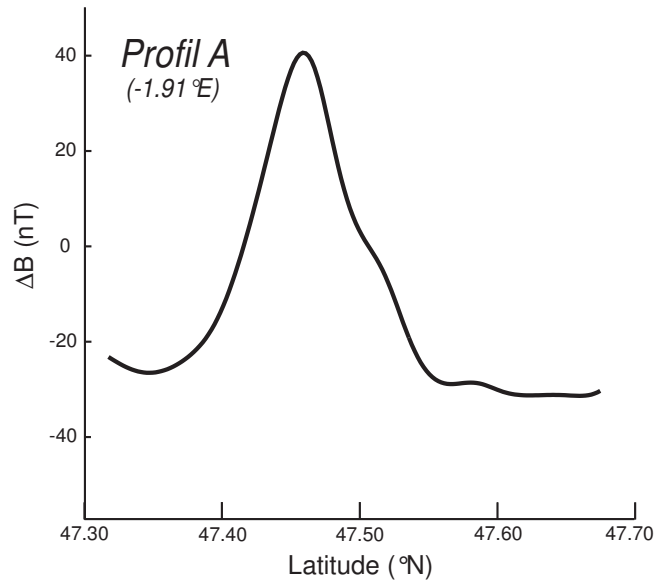


FIG. 6.4 – Profil représentatif des anomalies de la sous-région d'étude A.

au nord et au sud de ce pic central sont plutôt représentatives du contraste d'aimantation entre la source centrale et son encaissant. Celui-ci sera représenté par des sources de signe opposé à la source centrale. L'ajustement des paramètres se fait d'abord en fonction des prédictions par rapport au profil seul (modélisation 2D). Les paramètres des modèles sont indiqués dans le Tableau 6.1. Le rayon et l'aimantation des sphères et des cylindres sont ajustés de façon arbitraire, en fixant d'abord le rayon en fonction des informations données par l'interprétation du profil sismique. Seul le moment dipolaire est significatif. La position de ces objets, ainsi que les profils simulés et observés, sont montrés sur la Figure 6.5.

Les écarts quadratiques moyens (root mean square : r.m.s.) des résidus sont égaux à 10, 12 et 18 % des r.m.s. des observations pour les sphères, prismes et cylindres. Ceci indique que ces modèles directs prédisent très bien le signal du profil A. Si l'on considère toutes les données de la sous-région A (modélisation 3D), ces valeurs deviennent 32, 29 et 31 %. En fait, l'allongement NW-SE de l'anomalie centrale est difficile à simuler à partir de ces objets de forme simple. Les valeurs d'inclinaison et de déclinaison de la source b située vers 3.0-4.0 km de profondeur à l'origine du pic central de l'anomalie sont proches du champ induit régional ($I = 63^\circ$, $D = 0^\circ$). Les objets entourant cette source sont plus profonds, orientés dans la direction opposée. L'objet a situé au sud de l'anomalie positive peut correspondre au contraste d'aimantation dû à la présence de la branche sud du CSA,

	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	r (km)	M (A/m)	m (10^{11} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères								
<i>a</i>	47.38	-1.90	9.6	4.0	1.4	3.75	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.47	-1.91	3.8	1.5	5.5	0.78	63.0	0.0
<i>c</i>	47.59	-1.92	7.5	2.5	2.1	1.37	-63.0	180.0
<i>d</i>	47.68	-1.93	7.8	3.5	1.6	2.87	-63.0	180.0
Prismes								
<i>a</i>	47.32 / 47.38	-1.94 / -1.86	8.0 / 14.0	-	2.0	4.83	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.46 / 47.48	-1.92 / -1.90	2.0 / 4.0	-	9.0	0.60	63.0	0.0
<i>c</i>	47.56 / 47.62	-1.96 / -1.88	8.0 / 13.0	-	2.0	4.00	-63.0	180.0
<i>d</i>	47.66 / 47.70	-1.97 / -1.89	7.0 / 12.0	-	2.0	2.67	-63.0	180.0
Cylindres								
<i>a</i>	47.36	-1.90	15.0	3.6	1.5	-	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.47	-1.91	3.6	1.0	4.0	-	63.0	0.0
<i>c</i>	47.60	-1.92	8.0	1.7	1.5	-	-63.0	180.0
<i>d</i>	47.69	-1.93	10.0	2.4	1.5	-	-63.0	180.0

TAB. 6.1 – Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe du profil A.

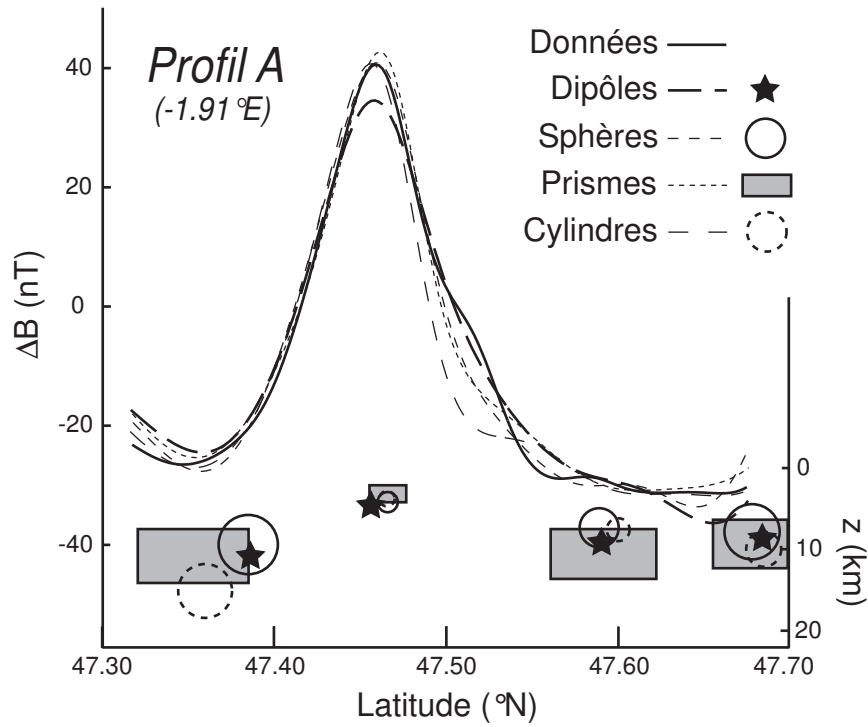


FIG. 6.5 – Profils A observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse, schématisés en-dessous. Les objets *a*, *b*, *c* et *d* vont du sud vers le nord.

au même titre que l'objet *d* pour la branche nord.

Les paramètres *a priori* des dipôles pour l'inversion sont ceux des modèles directs précédents (sphère). Parmi ceux-ci, la profondeur est le paramètre le plus sensible (voir chapitre 5). C'est pourquoi plusieurs valeurs (0.5 à 20 km) et incertitudes *a priori* (0.1 et 1 km) concernant ce paramètre ont été testées pour le dipôle *b* le plus superficiel. L'incertitude *a priori* sur la profondeur des autres dipôles est fixée à 1 km. L'intensité *a priori* du moment de chaque dipôle est égale à 10^{11} A.m², l'ordre de grandeur de celle des modèles directs. Tous les autres paramètres ont une incertitude *a priori* telle que leur valeur variera très peu pendant l'inversion. L'incertitude sur les données magnétiques est fixée à 30 % de la valeur, jamais inférieure à 8 nT. La variation des valeurs finales de la profondeur du dipôle *b* et du χ^2 en fonction des valeurs *a priori* de la profondeur est présentée sur la Figure 6.6.

Une incertitude de 0.1 km sur la profondeur empêche la valeur *a priori* de varier. Dans ce cas, le meilleur χ^2 est obtenu lorsque la profondeur *a priori* est de 5 km. Si l'incertitude est de 1 km, alors l'inversion converge vers une profondeur de 5 km pour ce dipôle si sa profondeur *a priori* est inférieure à 14 km. Cette limite de résolution correspond à celle évoquée dans la première partie du chapitre 5. La profondeur de ce dipôle semble donc

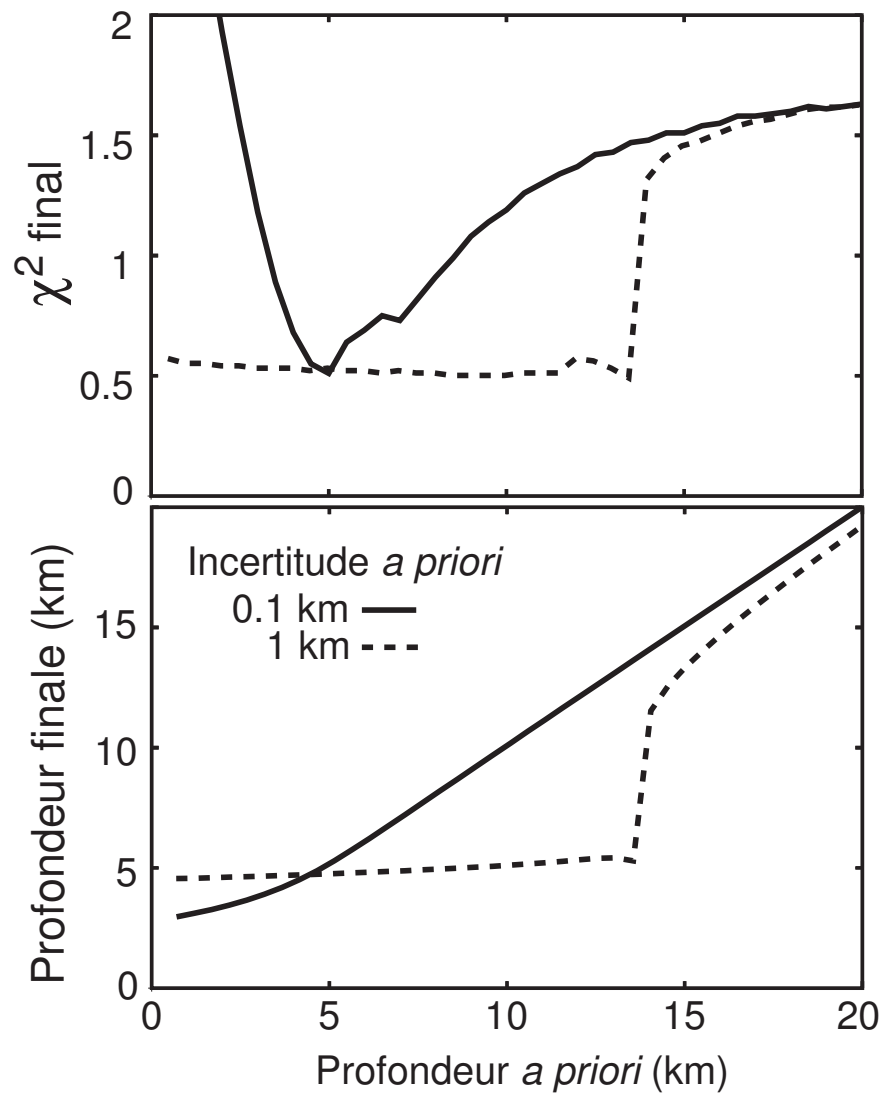


FIG. 6.6 – Dépendance de la profondeur finale et du χ^2 en fonction de la profondeur *a priori* du dipôle *b*, associée à une incertitude de 0.1 ou 1 km. L'inversion concerne toutes les données de la sous-région A.

située autour de 5 km, soit un peu plus grande que celle issue de la modélisation directe.

Pour faire varier tous les paramètres, les valeurs d'incertitudes suivantes y sont associées : 3.6'', 0.36'', 1 km, 10^{10} A.m², 2° et 1°, pour celles de la latitude, la longitude, la profondeur, le moment dipolaire, l'inclinaison et la déclinaison (Tableau 6.2). L'erreur sur les données est diminuée pour obtenir un modèle plus robuste : 25 % de la valeur, jamais inférieure à 6 nT. Les paramètres finaux des dipôles issus de l'inversion des données de la sous-région A et le profil A prédit par ces dipôles sont indiqués dans le Tableau 6.2 et la Figure 6.5.

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{11} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
<i>a</i>	47.38 (0.001)	-1.90 (0.0001)	9.6 (1.0)	3.7 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1)
<i>b</i>	47.47 (0.001)	-1.91 (0.0001)	5.0 (1.0)	0.8 (0.1)	63.0 (2.0)	0.0 (1)
<i>c</i>	47.59 (0.001)	-1.92 (0.0001)	7.5 (1.0)	1.4 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1)
<i>d</i>	47.68 (0.001)	-1.93 (0.0001)	7.8 (1.0)	2.9 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1)
<i>A posteriori</i>						
<i>a</i>	47.38 (0.001)	-1.90 (0.0001)	10.6 (0.1)	3.92 (0.09)	-68.2 (0.01)	192.6 (0.6)
<i>b</i>	47.46 (0.0006)	-1.91 (0.0001)	4.7 (0.1)	1.04 (0.06)	68.4 (0.03)	-117.1 (0.2)
<i>c</i>	47.59 (0.001)	-1.92 (0.0001)	9.3 (0.2)	2.15 (0.09)	-70.2 (0.02)	159.5 (0.4)
<i>d</i>	47.68 (0.001)	-1.93 (0.0001)	8.9 (0.1)	3.96 (0.09)	-66.8 (0.02)	120.0 (0.2)

TAB. 6.2 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région A.

La répartition des résidus *a posteriori* suit une distribution gaussienne centrée sur les classes de résidus les plus faibles (Figure 6.7). La comparaison des valeurs de r.m.s. est de 25 % pour les données prédites sur toute la sous-région A, ce qui est meilleur que les 31 % associés aux modèles directs.

L'inversion améliore la modélisation, et surtout explore plus objectivement l'espace des paramètres possibles. Leurs incertitudes mathématiques *a posteriori* sont très faibles. Ceci, et la faiblesse des résidus, confirme la robustesse de la solution trouvée, en particulier pour le dipôle principal *b*. Son moment dipolaire est 30 % plus fort que celui de la sphère correspondante, mais cette valeur est compensée par une profondeur plus grande (4.7 km). Son inclinaison est égale à 68.4°. Elle est donc restée proche de sa valeur *a priori* (63°), bien que l'incertitude était assez large (2°). Ceci indique que l'aimantation de cette source est majoritairement d'origine induite. Les autres dipôles ont des paramètres similaires à ceux des sphères correspondantes, confirmant la justesse des modèles directs.

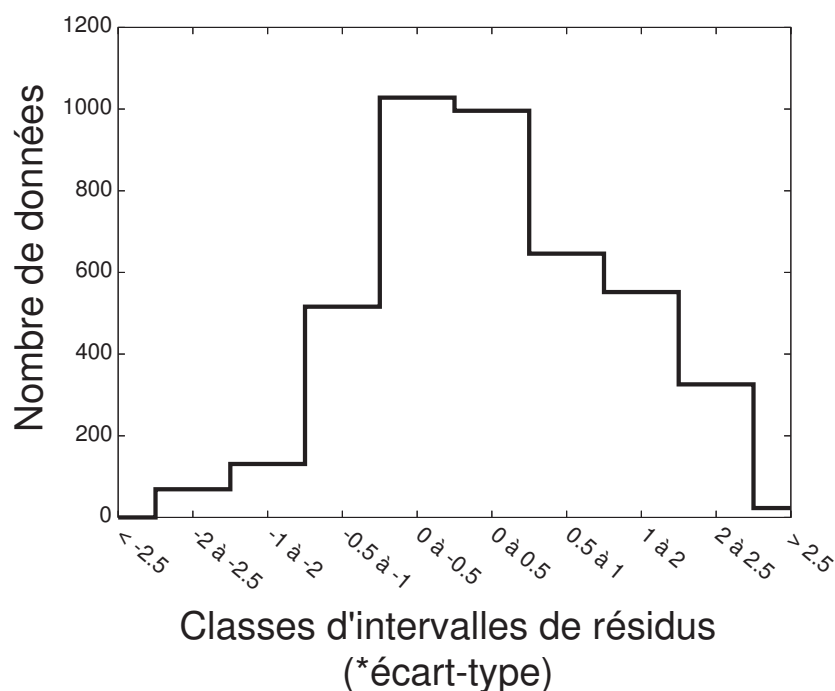


FIG. 6.7 – Répartition des résidus *a posteriori* de l'inversion des données magnétiques de la sous-région A.

6.3.2 Sous-région B

Cette sous-région est représentée par le profil B (Figure 6.8).

Celui-ci est à peu près similaire au profil A. Toutefois, sa partie située au sud du pic positif est plus longue, au contraire de la partie nord. Quatre corps aimantés sont encore nécessaires pour prédire le signal, mais cette fois, deux sont situés au sud du pic positif, contre un au nord. Les paramètres des modèles directs sont indiqués dans le tableau 6.3. Les profils simulés sont comparés au profil observé sur la Figure 6.9. Les comparaisons des r.m.s. concernant le profil (2D) sont de 14, 11 et 15 % pour les sphères, prismes et cylindres. Ces valeurs deviennent 37, 37 et 36 % pour la sous-région B entière (3D). Par rapport aux modèles directs du profil A, seule la profondeur du dipôle à l'origine de l'anomalie positive (ici, dipôle *c*) sont assez différentes : environ 2.5 km contre 3.5 km pour le profil A. Il faut aussi remarquer l'inclinaison de 74° pour l'aimantation du prisme *c*, qui s'éloigne ainsi du champ induit.

Les paramètres *a priori* de l'inversion sont déterminés à partir des modèles de sphères. De la même manière que pour la sous-région A, plusieurs profondeurs *a priori* du dipôle le plus proche de la surface sont testées. Les inversions convergent vers un dipôle profond de 3.5-4.0 km. Les valeurs et incertitudes *a priori* associées aux paramètres des dipôles

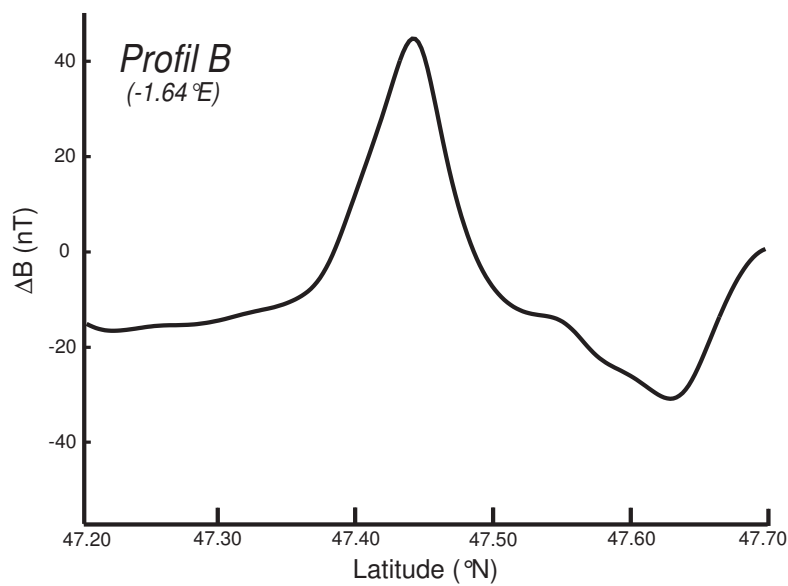


FIG. 6.8 – Profil représentatif des anomalies de la sous-région d’étude B.

	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	r (km)	M (A/m)	m (10^{11} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères								
<i>a</i>	47.24	-1.64	7.0	2.0	2.0	0.67	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.35	-1.65	10.0	3.0	2.0	2.26	-63.0	180.0
<i>c</i>	47.45	-1.65	2.5	1.1	7.8	0.35	63.0	0.0
<i>d</i>	47.65	-1.67	10.0	3.5	2.0	3.60	-63.0	180.0
Prismes								
<i>a</i>	47.20 / 47.26	-1.68 / -1.61	10.0 / 15.0	-	2.0	3.53	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.33 / 47.37	-1.67 / -1.63	8.0 / 14.0	-	2.0	1.21	-63.0	180.0
<i>c</i>	47.44 / 47.46	-1.66 / -1.64	2.1 / 4.0	-	9.0	0.87	74.0	0.0
<i>d</i>	47.59 / 47.66	-1.69 / -1.62	6.8 / 10.0	-	2.0	2.61	-80.0	180.0
Cylindres								
<i>a</i>	47.22	-1.64	8.0	1.3	1.5	-	-63.0	180.0
<i>b</i>	47.34	-1.65	15.0	2.5	1.5	-	-63.0	180.0
<i>c</i>	47.46	-1.65	3.9	1.0	4.0	-	63.0	0.0
<i>d</i>	47.63	-1.67	7.0	1.7	1.5	-	-73.0	180.0

TAB. 6.3 – Paramètres des corps uniformément aimantées issus de la modélisation directe du profil B.

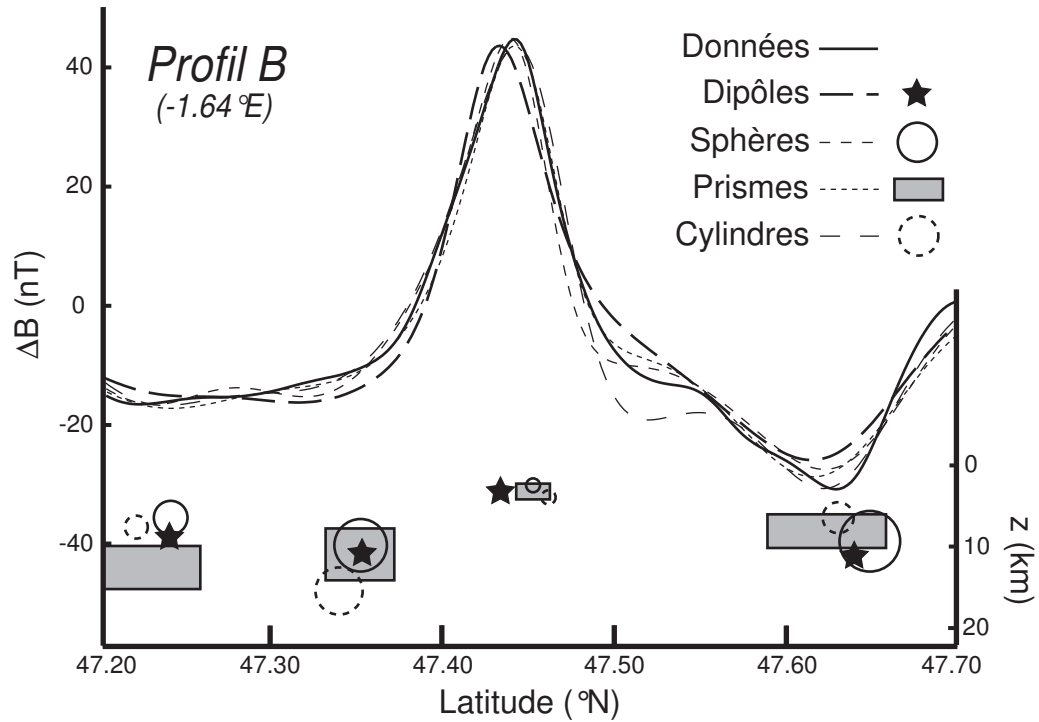


FIG. 6.9 – Profils B observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse.

pour l'inversion de toutes les données de la sous-région B sont indiquées dans le tableau 6.4. L'incertitude sur les données est fixée à 20 %, jamais inférieure à 5 nT. Le profil B prédit par ces dipôles est montré sur la Figure 6.9.

La distribution des résidus est moins gaussienne précédemment (Figure 6.10). Cependant, les classes de résidus faibles sont les plus remplies quand même, ce qui signifie que ces modèles sont assez robustes. Les r.m.s. des résidus sont égales à 32 % des r.m.s. des mesures pour la sous-région B.

La source principale (dipôle *c*) a une profondeur de 3.3 km, contre 4.7 km pour la source *b* de la sous-région A. Les unités aimantées associées ont donc un faible pendage vers l'ouest entre la zone A et B. Par ailleurs, l'aimantation associée semble posséder une composante rémanente plus importante dans cette partie de la nappe de Champtoceaux : 36° contre 63° pour le champ induit. Enfin, à l'extrême sud du profil, le dipôle *a* peut marquer le contraste d'aimantation lié à la branche sud du CSA, comme dans la source *a* de l'inversion de la sous-région A.

6.3.3 Sous-région C

Cette zone est représentée par le profil C de la Figure 6.11.

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{11} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
<i>a</i>	47.24 (0.001)	-1.64 (0.0001)	7.0 (1.0)	0.7 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1.0)
<i>b</i>	47.35 (0.001)	-1.65 (0.0001)	10.0 (1.0)	2.3 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1.0)
<i>c</i>	47.45 (0.001)	-1.65 (0.0001)	4.0 (1.0)	0.4 (0.1)	63.0 (2.0)	0.0 (1.0)
<i>d</i>	47.65 (0.001)	-1.67 (0.0001)	10.0 (1.0)	3.6 (0.1)	-63.0 (2.0)	180.0 (1.0)
<i>A posteriori</i>						
<i>a</i>	47.24 (0.001)	-1.64 (0.0001)	9.2 (0.5)	0.84 (0.09)	-72.9 (0.04)	164.5 (0.8)
<i>b</i>	47.35 (0.001)	-1.65 (0.0001)	10.7 (0.3)	2.19 (0.09)	-53.6 (0.02)	190.0 (0.6)
<i>c</i>	47.43 (0.0004)	-1.65 (0.0001)	3.3 (0.1)	0.75 (0.03)	36.0 (0.03)	-152.5 (0.2)
<i>d</i>	47.64 (0.0008)	-1.67 (0.0001)	11.0 (0.1)	4.38 (0.08)	-59.0 (0.01)	130.6 (0.1)

TAB. 6.4 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région B.

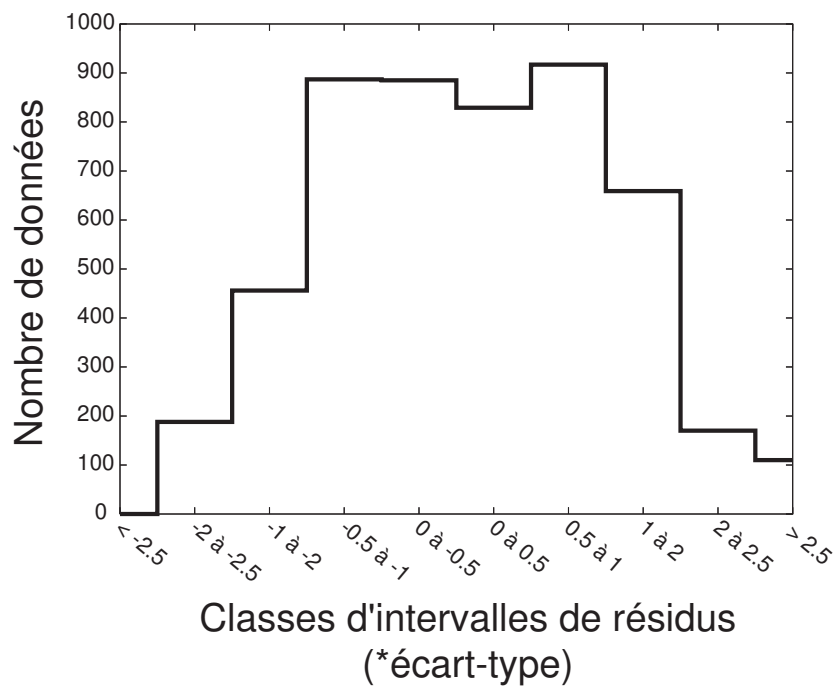


FIG. 6.10 – Répartition des résidus *a posteriori* de l'inversion des données magnétiques de la sous-région B.

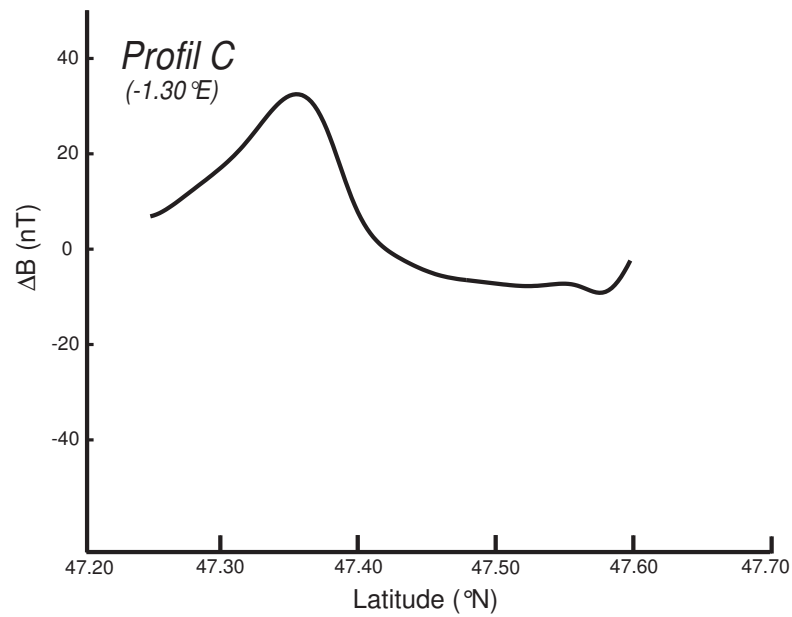


FIG. 6.11 – Profil représentatif des anomalies de la sous-région d’étude C.

Par rapport aux deux précédents profils, l’anomalie positive est décalée vers le sud et devient plus large, alors qu’une composante négative se trouve au nord. Deux objets aimantés sont nécessaires pour expliquer le signal de ce profil. Leurs paramètres sont indiqués dans le tableau 6.5. Les profils prédits par ces modèles sont comparés au profil

	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	r (km)	M (A/m)	m (10^{11} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères								
a	47.38	-1.30	7.0	1.8	9.0	2.20	58.0	0.0
b	47.58	-1.31	10.0	2.0	3.0	1.00	-63.0	180.0
Prismes								
a	47.36 / 47.40	-1.32 / -1.28	5.0 / 7.2	-	6.0	1.77	55.0	0.0
b	47.50 / 47.60	-1.33 / -1.29	10.0 / 15.0	-	1.0	1.67	-50.0	180.0
Cylindres								
a	47.38	-1.30	6.1	1.0	5.0	-	70.0	0.0
b	47.58	-1.31	12.0	1.5	1.5	-	-20.0	180.0

TAB. 6.5 – Paramètres des corps uniformément aimantées issus de la modélisation directe du profil C.

observé sur la Figure 6.12.

Les différences de r.m.s. représentent 9 % du signal mesuré le long du profil (2D), quelque soit le modèle, alors qu’elles représentent 39, 40 ou 43 % si on considère toutes

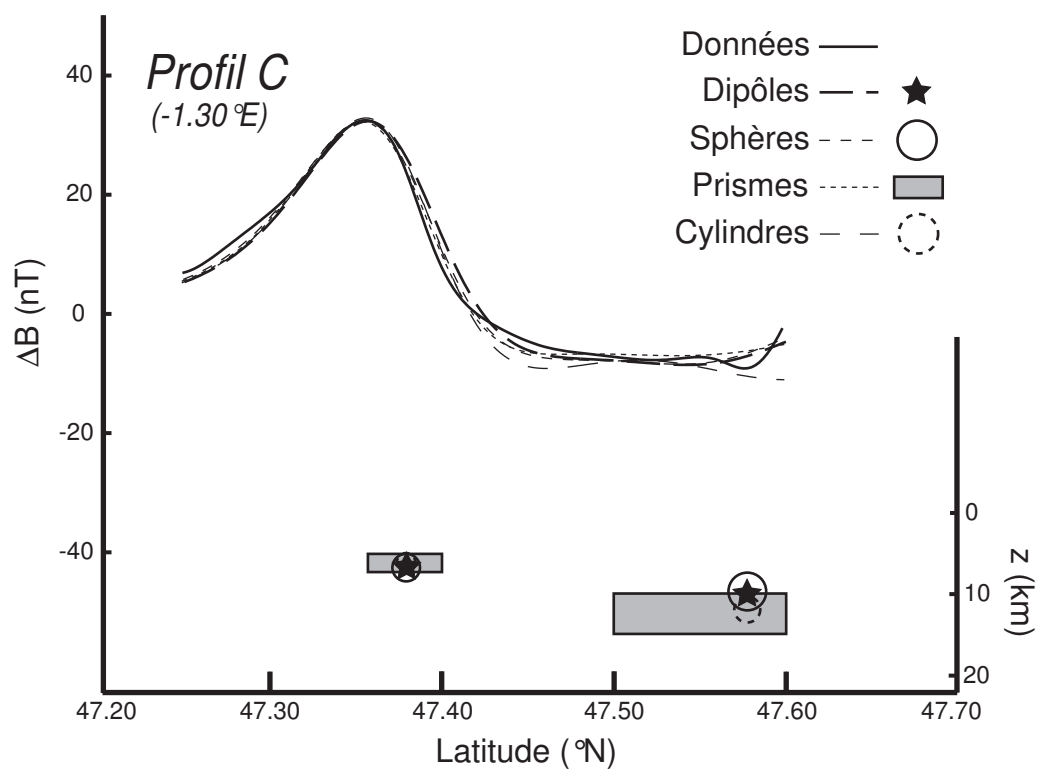


FIG. 6.12 – Profils C observé et simulés par les objets issus de la modélisation directe et inverse.

les données du jeu C (3D), pour les sphères, prismes ou cylindres. Ces dernières valeurs sont plus grandes que pour la modélisation directe des jeux A et B, car les anomalies sont moins isolées dans cette partie. D'autres anomalies voisines perturbent le signal (Figure 6.3). La source *a* la plus superficielle à l'origine de l'anomalie positive semble cette fois plus profonde (6-7 km) par rapport aux sources correspondantes : 3.5 et 2.5 km pour les corps *b* et *c* des profils A et B.

Plusieurs profondeurs *a priori* du dipôle *a* sont testées. Les résultats montrent que la profondeur idéale est située entre 7.0 et 7.5 km. Pour l'inversion, il est aussi nécessaire de fixer totalement cette profondeur et d'autres paramètres afin d'éviter que l'inversion ne diverge. L'influence des anomalies voisines se fait sentir ici. Les paramètres *a priori* et *a posteriori* de l'inversion des données de la sous-région C sont indiqués dans le tableau 6.6. L'incertitude des données est fixée à 25 %, jamais inférieure à 7 nT. Le profil prédit est

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10 ¹¹ A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
<i>a</i>	47.38 (0.0001)	-1.30 (0.001)	7.0 (0.01)	2.2 (0.001)	58.0 (2.0)	1.0 (0.1)
<i>b</i>	47.58 (0.001)	-1.31 (0.0001)	10.0 (0.1)	1.0 (0.001)	-63.0 (1.0)	179.0 (0.1)
<i>A posteriori</i>						
<i>a</i>	47.38 (0.0001)	-1.30 (0.0005)	7.1 (0.01)	2.20 (0.001)	61.1 (0.01)	-0.9 (0.08)
<i>b</i>	47.58 (0.001)	-1.31 (0.0001)	10.1 (0.09)	1.00 (0.001)	-67.5 (0.03)	178.9 (0.1)

TAB. 6.6 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données magnétiques de la sous-région C.

montré sur la Figure 6.12, et la répartition des résidus sur la Figure 6.13. Cette dernière révèle une distribution proche d'une courbe gaussienne, mais dont le pic est décalé sur des résidus un peu négatifs. La comparaison des r.m.s. est un peu plus grande que pour les inversions des jeux A et B : 38 % contre 25 et 31 %. La profondeur du dipôle *a* est donc confirmée à 7.1 km, contre 4.7 et 3.3 km pour les dipôles les plus superficiels issus de l'inversion des jeux A et B, respectivement. Son moment dipolaire est plus intense : $2.2 \cdot 10^{11}$ A.m² contre 1.0 et $0.75 \cdot 10^{11}$ A.m². Le paramètre le plus libre était l'inclinaison, qui converge vers 61°. La composante rémanente de l'aimantation de la source principale du profil B semble ainsi disparaître.

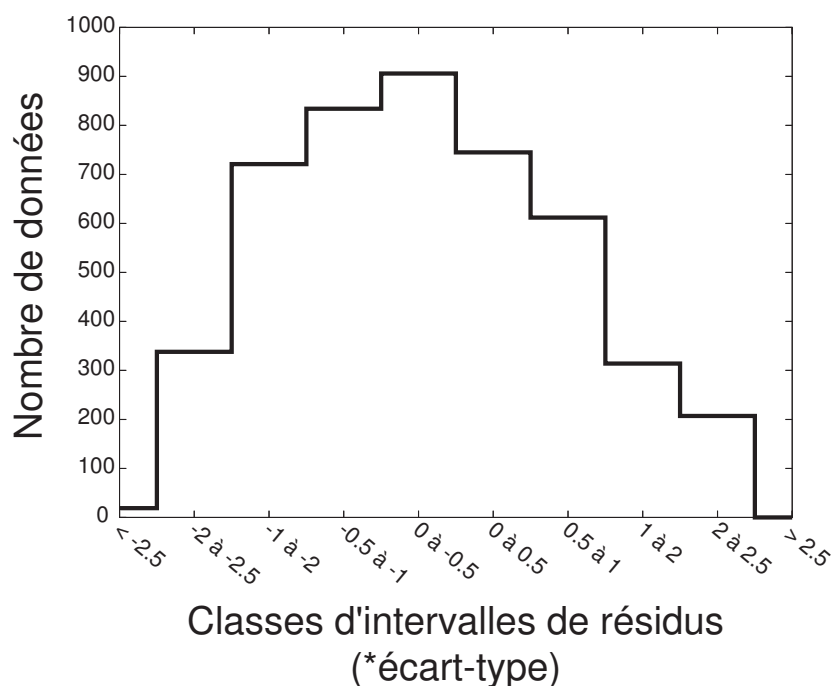


FIG. 6.13 – Répartition des résidus *a posteriori* de l'inversion des données magnétiques de la sous-région C.

6.4 Interprétation

6.4.1 Comparaison avec le profil sismique Armor2

Sur la Figure 6.14, les dipôles issus de l'inversion du jeu B sont représentés par rapport à l'interprétation de la coupe sismique Armor2 de [Bitri et al. \(2003\)](#). En effet, le profil B est situé au même endroit que cette coupe. Le dipôle le plus superficiel (c) se trouve au même endroit que les unités métamorphiques de Champtoceaux, contenant des gabbros serpentinisés. Le moment associé à ce dipôle a une intensité de $0.75 \cdot 10^{11}$ A.m² (Tableau 6.4). Ceci peut correspondre à une sphère de rayon égal à 1.5 km, avec une aimantation d'intensité égale à 5.3 A/m. Cette valeur est du même ordre de grandeur que l'aimantation possible des prismes et cylindres servant de modèle direct (4.0 à 9.0 A/m), qui correspondent typiquement à l'aimantation de serpentinites continentales situées dans les chaînes actuelles ([Shive et al., 1988](#); [Shive, 1990](#)) ou les anciens cratons ([Gaucher, 1965](#)). Ces roches sont en effet souvent accompagnées de magnétite, à l'origine de cette forte intensité d'aimantation. Cette couche de roches serpentinisées semble être plus profonde dans la partie Est du complexe de Champtoceaux, comme pressenti en regardant simplement la carte des anomalies magnétiques (Figure 6.3, paragraphe 6.2.2). Cette géométrie est en accord avec l'occurrence d'une structure anticlinale régionale d'axe grossièrement

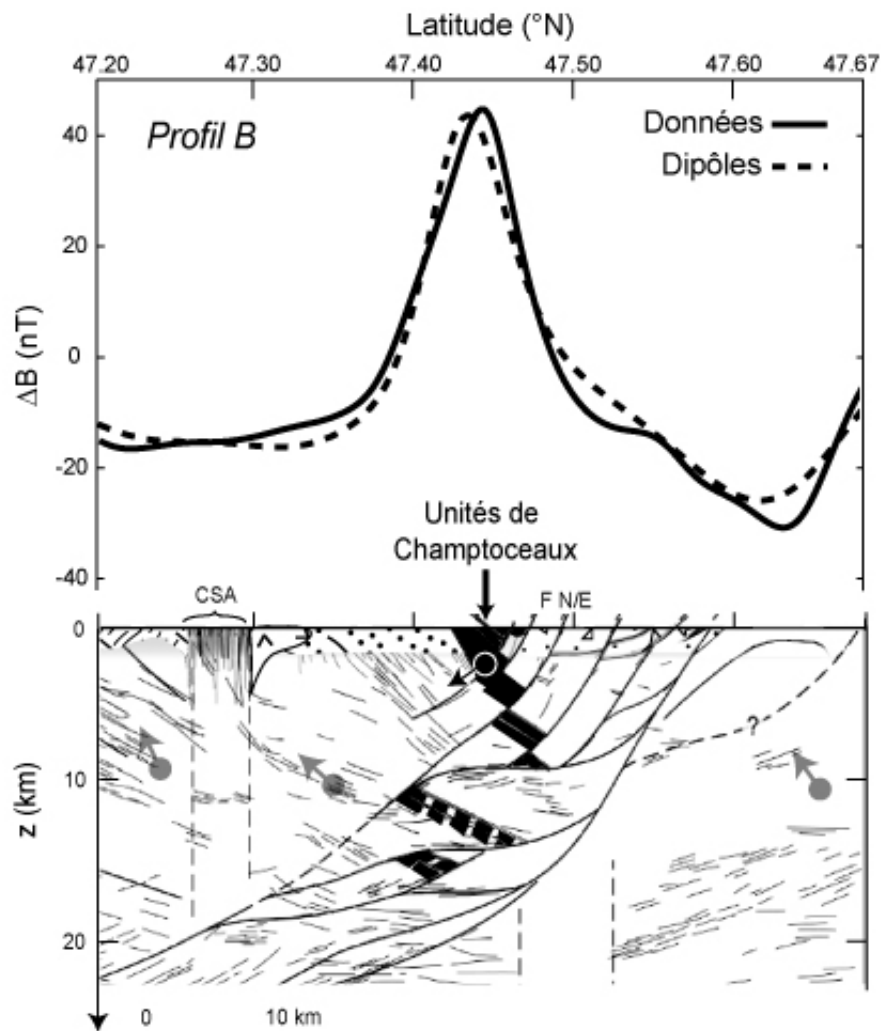


FIG. 6.14 – Profils B observé et simulé par les dipôles issus de l'inversion des données du jeu B, représentés en-dessous sur l'interprétation du profil sismique Armor2 de [Bitri et al. \(2003\)](#).

E-W incliné vers l'Est ([Martelet et al., 2004](#)). Ces unités basiques correspondent donc à l'ancienne zone de suture Hercynienne.

Les dipôles a et b peuvent correspondre aux contrastes d'aimantation dus à la large branche sud du CSA, car [Bitri et al. \(2003\)](#) la prolongent verticalement jusqu'à 15 km de profondeur. La même interprétation peut être envisagée pour la source d par rapport à la branche nord. Cependant, l'interprétation du profil sismique indique que cette zone chevauchante est inclinée vers le sud, rejoignant la branche sud de CSA. Une solution alternative est de considérer un grand volume de roches faiblement aimanté profonde ([Gumiaux, 2003](#)). On peut imaginer par exemple une formation granitique enfouie, comme les nombreux plutons visibles en surface le long du CSA ([Berthe et al., 1979](#); [Jegouzo et al., 1986](#)).

6.4.2 Aimantation des unités serpentinisées

Mis à part dans la zone B, l'aimantation associée aux unités serpentinisées est principalement d'origine induite. Cette observation est en accord avec d'autres études sur l'aimantation de roches serpentinisées continentales ([Lienert et Wasilewski, 1979](#); [Shive, 1990](#)), au contraire des serpentinites océaniques, dont l'aimantation est fortement rémanente ([Oufi et al., 2002](#); [Gopala Rao et Krishna, 2002](#)).

L'aimantation induite M des unités serpentinisées dépend de leur susceptibilité magnétique χ et de l'intensité du champ ambiant B :

$$M = \frac{\chi}{\mu_0} B, \quad (6.1)$$

avec M en A/m, μ_0 la perméabilité magnétique du vide ($4\pi 10^{-7}$ H/m ; voir paragraphe 1.1), χ en S.I. et B en Teslas. L'intensité du champ principal prédit dans cette région par le modèle IGRF-9 est d'environ 46930 nT ([Macmillan et al., 2003](#)). Ainsi, pour une aimantation de 5.3 A/m associée à ces serpentinites, la susceptibilité magnétique est égale à 0.14. Cette valeur est trois fois plus grande que les susceptibilités associées aux segments aimantés du modèle direct développé par [Gumiaux \(2003\)](#). Notre approche de modélisation de ces unités segmentées par une seule source est peut-être trop simpliste. [Gumiaux \(2003\)](#) considère en effet trois corps de susceptibilités égales à 0.057, 0.050 et 0.063. Il serait nécessaire de prélever des échantillons de ces roches sur le terrain pour déterminer leur aimantation et/ou leur susceptibilité en laboratoire, et confirmer ou non ces résultats.

6.4.3 Modélisation du signal gravimétrique

Les anomalies gravimétriques de la région sont marquées par les granites syntectoniques associés aux branches du CSA, par le complexe des Essarts, l'extension Est de la nappe de Champtoceaux et une source assez profonde probablement située sous les sédiments protérozoïques au nord du CSA (*Martelet et al., 2004*). Le long du profil sismique Armor2, le profil gravimétrique extrait indique deux anomalies négatives liées aux granites associés aux deux branches du CSA. Au niveau des unités de Champtoceaux, l'anomalie de gravité est égale à 1 mgal. À partir de cette valeur, il est possible de retrouver les paramètres géométriques d'une sphère aimantée. La relation de l'anomalie maximum δg_{max} associée à une sphère est :

$$\delta g_{max} = \frac{4\pi a^3 G \delta \rho}{3z^2}, \quad (6.2)$$

avec δg_{max} en gal, a le rayon de la sphère en mètres, G la constante de gravitation universelle (6.6710^{-11} S.I.), $\delta \rho$ le contraste de densité entre le matériau de la sphère et son encaissant, et z la profondeur du centre de la sphère, en mètres. Nous considérons un contraste de densité de 250 kg.m^{-3} entre ces unités serpentinisées et leur encaissant sédimentaire. Pour un signal de 1 mgal à l'aplomb de ces roches, le rapport entre a^3 et z^2 est égal à 143.17. La Figure 6.15 représente la relation entre a et z . Connaissant le rayon de la sphère, on en déduit sa profondeur, et vice-versa. Ainsi, lorsque la profondeur de la sphère est de 3.3 km (dipôle c du Tableau 6.4), son rayon est de 1.16 km. En utilisant l'intensité du moment associée à ce dipôle c , on obtient une aimantation de 11 A/m, ce qui confirme les précédentes valeurs issues des modèles directs.

6.5 Conclusion

Ce chapitre présente l'étude de la profondeur de sources crustales aimantées à partir de l'inversion des anomalies aéromagnétiques associées à la nappe de Champtoceaux. Ces sources correspondent à des unités gneissiques parfois accompagnées de gabbros serpentinisés. Elles semblent être plus profondes (7 km) dans la partie Est du complexe de Champtoceaux que dans les parties Ouest et centrale (< 5 km). Ceci est en accord avec le fait qu'elles font partie d'un anticlinal régional d'axe penché vers l'est. La composante de l'aimantation est majoritairement induite, sauf dans la partie centrale. Ces résultats rejoignent ceux des données géophysiques (sismiques et gravimétriques) disponibles pour la même région. Pour aller plus loin, il serait nécessaire de faire des mesures de susceptibilité sur ces roches. De même, on peut imaginer qu'un réseau local de stations sismiques améliorerait l'image de la structure crustale de cette zone.

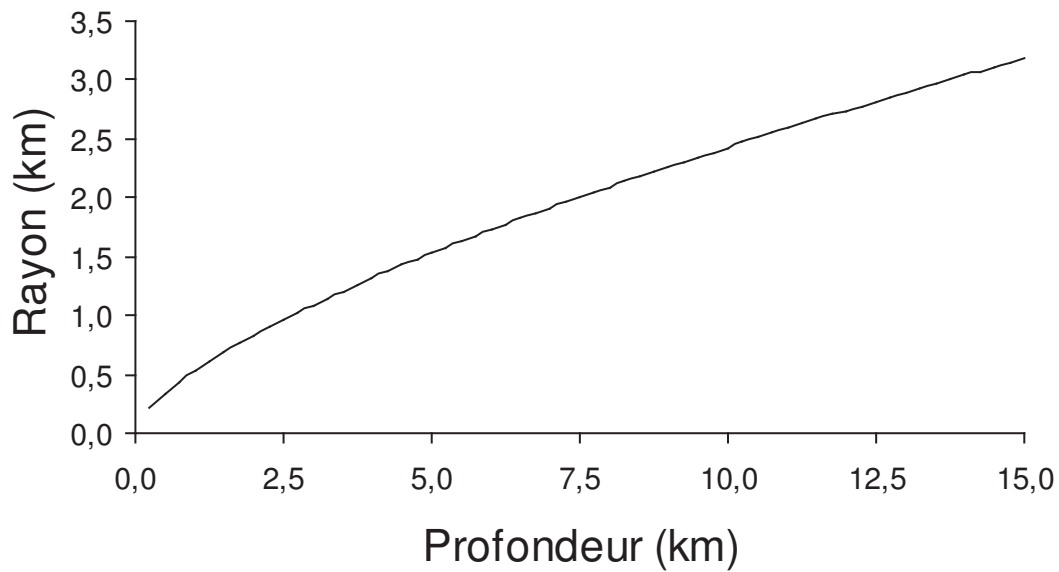


FIG. 6.15 – Relation entre le rayon et la profondeur des modèles possibles de sphère expliquant l'anomalie gravimétrique au-dessus des unités de Champtoceaux.

Cette partie était donc consacrée à la mise au point d'une méthode d'interprétation de mesures magnétiques pour contraindre les propriétés de sources aimantées. Une approche directe est d'abord utiliser pour estimer raisonnablement ces propriétés. Celles-ci servent ensuite de valeurs *a priori* pour une inversion généralisée des anomalies magnétiques. En sortie, les propriétés géométriques et d'aimantation des sources sont fortement contraintes.

Au cours de simulations à l'aide de données synthétiques, nous avons démontré que cette approche était efficace à basse altitude (données aéromagnétiques) ainsi qu'à l'altitude du satellite. De plus, ces tests ont mis en évidence certains points importants. Par exemple, la valeur *a priori* sur la profondeur des sources et l'incertitude associée influencent la robustesse de l'inversion. Nous montrons aussi que l'utilisation de jeux de données à plusieurs altitudes est un atout pour contraindre les paramètres des sources.

En utilisant cette approche avec les mesures aéromagnétiques récemment acquises au-dessus de la nappe de Champtoceaux, nous avons trouvé des résultats très cohérents par rapport aux informations géologiques et géophysiques disponibles. Ceci démontre l'aptitude de notre méthode à contraindre les propriétés de la croûte lorsque les informations géologiques et géophysiques sont rares (à condition d'avoir des données magnétiques).

Troisième partie

Modélisation des anomalies magnétiques martiennes

Chapitre 7

Application à trois régions martiennes

Notre objectif est d'interpréter les mesures magnétiques martiennes pour mieux comprendre l'évolution précoce de Mars. Le champ magnétique de cette planète est d'origine lithosphérique, composé d'anomalies magnétiques rémanentes de courte longueur d'onde. Celles-ci sont concentrées au niveau des plus vieilles surfaces de Mars. Les sources aimantées de la croûte martienne témoignent de l'époque noachienne (4.5 - 3.8 Ga), lorsqu'un champ magnétique global, axial et dipolaire devait exister (voir Chapitres 2 et 3).

Nous avons donc développé une méthode inverse utilisant les données magnétiques pour déterminer les caractéristiques de ces sources (Chapitre 4). La robustesse et l'intérêt géologique de cette approche ont été décrits précédemment (Chapitres 5 et 6). Ceci nous a permis d'évaluer son potentiel lorsque les informations géologiques sont rares, alors que des mesures magnétiques sont disponibles.

Sur Mars, la mission Mars Global Surveyor (MGS) a acquis des mesures magnétiques jusqu'à 100 km lors des phases ABs et SPOs, puis à 400 km d'altitude lors de la phase MO. En utilisant ces mesures, notre méthode peut apporter de nouvelles contraintes sur la lithosphère martienne et son évolution.

Trois zones présentant des anomalies magnétiques ont été choisies (Figure 7.1). La première est située dans la région de Terra Sirenum vers (-35°N, 200°E), au sud de la dichotomie, au sud-ouest de Tharsis. Cette région est caractérisée par des anomalies magnétiques intenses. La seconde zone se trouve vers (-10°N, 65°E) au sud du volcan Syrtis Major. Les anomalies magnétiques y sont moins intenses et plus isolées. Située vers (63°N, 26°E), la dernière zone correspond à une des anomalies remarquables au nord de la dichotomie.

Les résultats obtenus sur ces trois régions pourront être comparés. Comme elles représentent différentes portions de la croûte martienne, les implications géologiques concer-

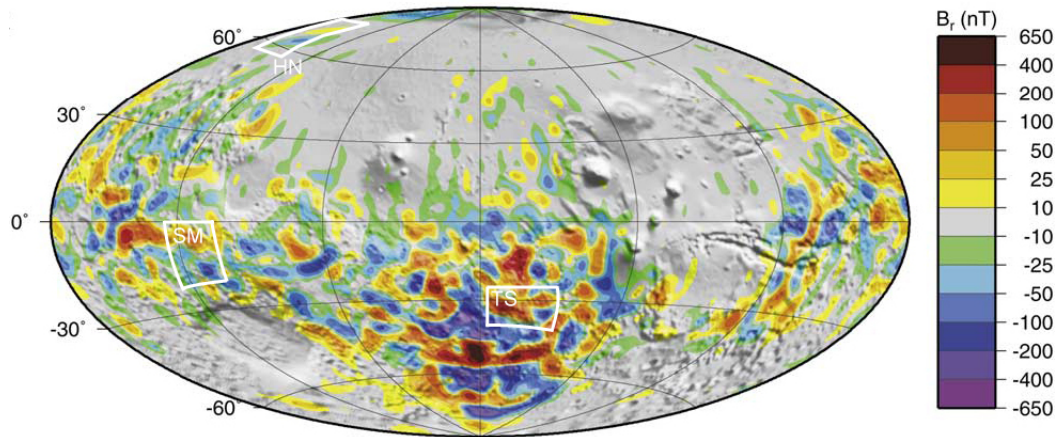


FIG. 7.1 – Prédications du champ magnétique martien à 200 km d'altitude (composante radiale ; [Langlais et al., 2004](#)). Les traits en blanc limitent les zones étudiées.

neront plusieurs périodes de l'évolution crustale de Mars.

Pour chaque zone, nous présentons d'abord le contexte avec les informations disponibles, puis les données magnétiques utilisées. Enfin, les résultats de l'application de notre méthode avec ces données sont décrits et discutés. Même si les prédictions (issues d'un modèle direct ou inverse) sont parfois comparées aux observations sur un profil représentatif d'une ou plusieurs anomalies magnétiques, la modélisation directe et l'inversion se fait en utilisant plusieurs profils (3D).

Dans la suite de ce manuscrit, nous regrouperons les mesures des phases AB et SPO sous le terme "mesures AB".

7.1 Terra Sirenum

La première zone se situe entre (-40°N, 185°E) et (-26°N, 210°E) à l'intérieur de la région de Terra Sirenum. Cette région est donc située dans les hauts plateaux au sud de la dichotomie martienne.

L'étude présentée ici fait l'objet d'une publication présentée dans l'Annexe B.3 ([Quesnel et al., 2007](#)).

7.1.1 Cadre de la zone d'étude

L'altitude moyenne de sa surface est d'environ 1.5 km, mais de larges variations existent (Figure 7.2). Par exemple, le fond du cratère Newton (-40°N, 202°E) est à -2.3 km, alors que le sommet du plateau au centre de la région est à 4 km.

Dans la partie sud se distingue la longue faille ENE-WSW de Sirenum Fossae : il

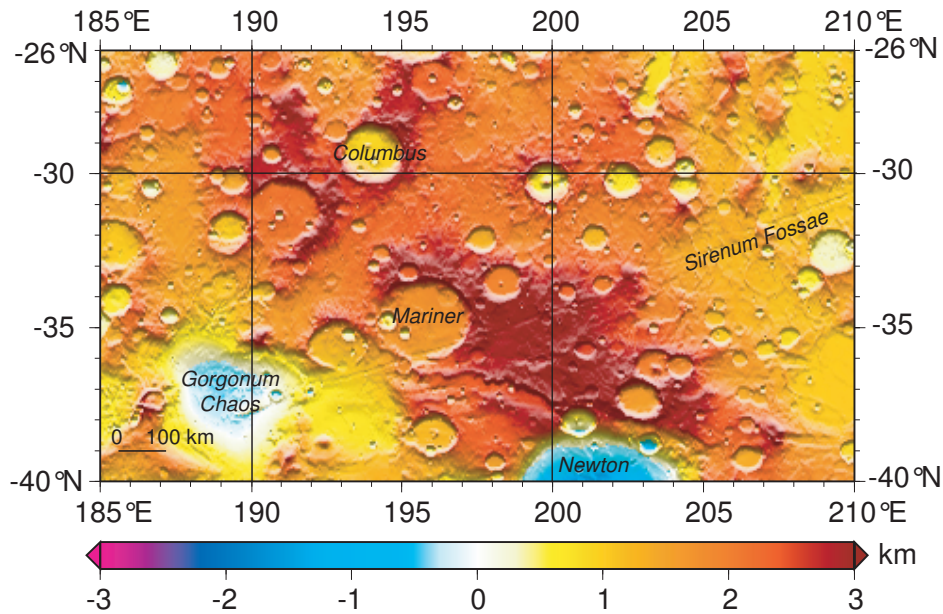


FIG. 7.2 – Carte topographique de la zone d’étude située dans la région Terra Sirenum, superposée sur le relief.

s’agit peut-être d’un dyke de sub-surface ([Wilson et Head III, 2002](#); [Mège et al., 2003](#)), ou d’une faille liée à la compensation régionale de la lithosphère en réponse à la charge induite par le dôme de Tharsis ([Lucchitta et al., 1992](#); [Solomon et al., 2005](#)). Mise à part cette structure, des cratères de toutes les tailles (diamètres de moins de 1 km à plus de 300 km pour Newton) constituent les seuls aspects remarquables du relief de cette région. Ils indiquent une surface relativement ancienne.

Pour déterminer précisément l’âge de la surface de cette zone, la méthode du comptage de cratères décrite dans le paragraphe 2.3.1 a été utilisée. Ce travail a été réalisé par Émilie Royer, étudiante en Master 1 “Sciences de la Terre, de l’Univers et de l’Environnement” à l’Université de Nantes, dans le cadre d’un stage (fin juin 2006) au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes.

À partir de la carte MOLA du logiciel NASA World Win, le nombre de cratères a été divisé par la superficie totale, et classé selon les intervalles de diamètre définis par [Hartmann \(2005\)](#). Sur un graphique (Nb cratères au km² / classe de diamètre), les points des différents intervalles sont reliés, puis comparés aux isochrones de [Hartmann \(2005\)](#), qui permettent d’estimer l’âge de la surface étudiée (Figure 7.3). Le problème est que la résolution de la carte utilisée (1 km) empêche de mesurer raisonnablement les diamètres de cratères inférieurs à 10 km. Pour compter ces cratères, il aurait fallu utiliser une carte beaucoup plus précise (mais alors le temps de travail aurait été beaucoup plus long). Nous avons donc une isochrone incomplète pour les petits cratères. En fait, même s’il

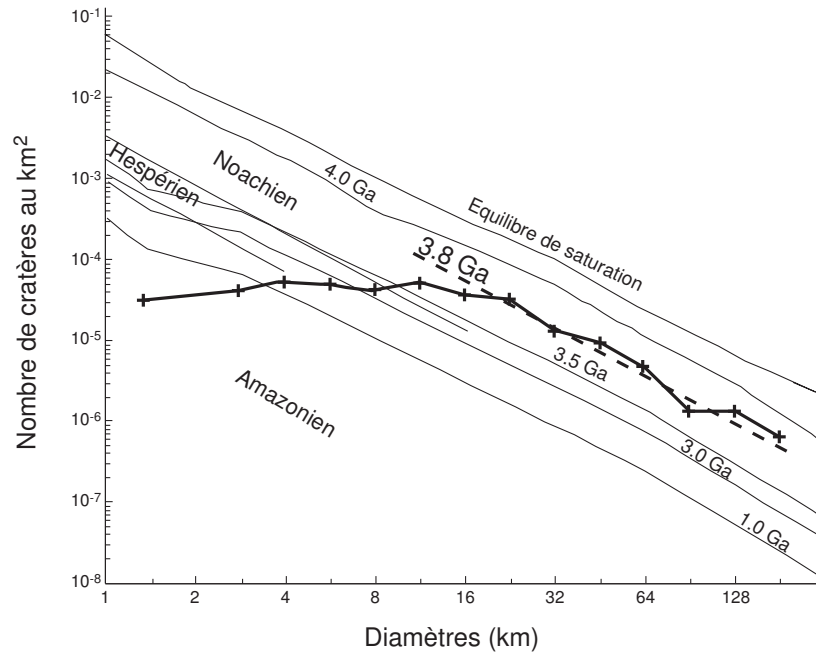


FIG. 7.3 – Diagramme représentant le nombre de cratères au km^2 pour différentes classes de diamètre. Les isochrones fines correspondent au modèle d'[Hartmann \(2005\)](#), celle plus épaisse et reliant les croix à la surface totale de la région étudiée.

était possible de les compter, il se peut que l'évaluation soit faussée par le nombre de petits cratères qui ont disparu à cause de l'érosion (voir discussion au paragraphe 2.3.1). Cependant, les points obtenus avec les cratères supérieurs à 10 km de diamètre semblent former une isochrone parallèle à celles d'[Hartmann \(2005\)](#). L'âge obtenu est d'environ 3.8 Ga (Noachien).

Ce résultat est tout à fait cohérent avec l'âge indiqué sur la carte stratigraphique de [Scott et Tanaka \(1986\)](#). En effet, la plupart des formations semble avoir un âge Noachien, même si une couverture sédimentaire d'âge Hespérien est parfois présente.

D'après les résultats de TES, la surface de cette région a une composition basaltique (Figure 2.6 ; [Bandfiel et al., 2000](#)). Plus précisément, les mesures effectuées par le spectromètre OMEGA à bord de MEX montrent une région riche en minéraux mafiques (Figure 7.4). Le fond de la plupart des cratères est plus pauvre en orthopyroxènes par rapport à leurs bordures, correspondant aux éjectas de l'impact. Quelques pixels colorés en rouge sur les flancs intérieurs de la bordure de certains cratères montrent la présence d'olivine en abondance. Ce matériel a été extrait de couches sous-jacentes puis éjecté pendant l'impact. Ainsi, l'abondance d'olivine en profondeur est peut-être due à un encaissant local de péridotites.

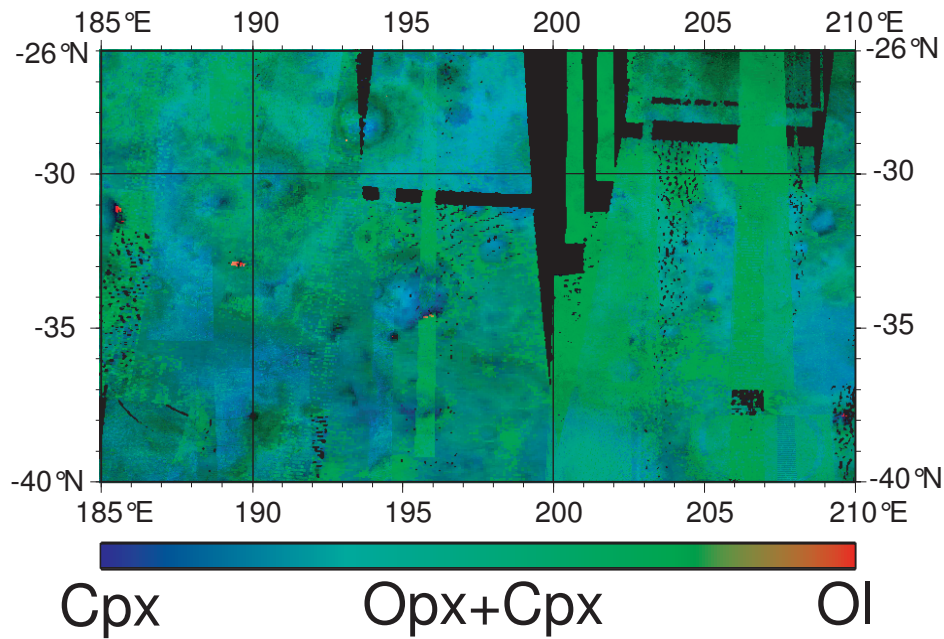


FIG. 7.4 – Carte de la composition minéralogique de la zone, révélée par le spectro-imageur OMEGA à bord de MEX (S. Le Mouélic, comm. pers., 2006). Elle correspond à une composition colorée en fonction de l'abondance de clinopyroxènes (Cpx), d'orthopyroxènes (Opx) associés aux Cpx, et de l'olivine (Ol). Seuls quelques pixels situés en (-33°N, 189°E), (-31°N, 185.5°E) et (-35°N, 196°E) montrent une composition dominée par l'olivine.

L'albédo de cette région est relativement sombre, ce qui indique une surface assez directement dérivée de la roche-mère. Cette dernière a donc une composition basaltique, avec la présence locale de roches ultrabasiques.

Les anomalies gravimétriques révélées par la mission MGS montrent un signal positif lié au haut plateau juste au nord du cratère Newton (Figure 7.5). Ce dernier est associé à un fort signal négatif (< -140 mgal). En faisant l'hypothèse que la densité de la croûte est

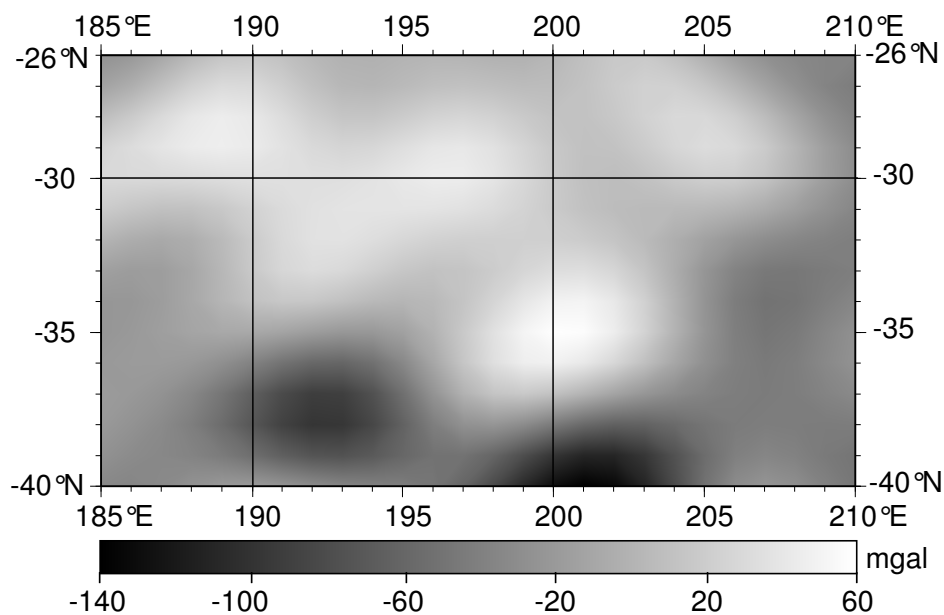


FIG. 7.5 – Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après [Yuan et al. \(2001\)](#).

de 3000 kg.m^{-3} , le pourcentage de compensation associé à ce cratère est de 57 %. Ceci suggère que le météore a impacté une lithosphère froide et rigide. Mis à part la dépression située à l'ouest de Newton (Figure 7.2), les autres cratères, plus petits, ne sont pas associés à des anomalies. Néanmoins, la résolution du modèle de [Yuan et al. \(2001\)](#), ainsi que celle des autres modèles publiés après MGS, comme celui de [Lemoine et al. \(2001\)](#) et [Konopliv et al. \(2006\)](#), n'est pas suffisante pour étudier la compensation isostatique de ces cratères.

Par l'étude des données magnétiques de cette zone, nous allons déterminer si certaines anomalies sont corrélées à des impacts.

7.1.2 Analyse des données magnétiques

Les mesures du magnétomètre MAG/ER de MGS au-dessus de la région d'étude sont présentées sur la Figure 7.6.

La quantité de mesures AB est faible par rapport au jeu de mesures MO très complet. Ce dernier correspond à différentes périodes de mesures des phases MO et MO étendue, pour minimiser les perturbations associées aux mesures. Toutes les mesures AB disponibles sont affichées. L'altitude des mesures sélectionnées varie entre 102 et 250 km pour le jeu AB, 364 et 377 km pour le jeu MO. La différence d'altitude entre deux traces adjacentes peut être supérieure à 100 km. En revanche, à l'intérieur de chaque trace AB, l'amplitude est d'une quinzaine de kilomètres maximum. Pour un profil dont le périapse est situé vers 100 km d'altitude, il y a 70 points de mesure. Concernant les mesures MO, l'altitude des points à une latitude donnée est constante, quelque soit la trace considérée. Les mesures AB de cette région ont été acquises du côté jour. L'influence du champ externe s'ajoute donc au bruit du satellite lors de l'acquisition de ces mesures. C'est pourquoi nous interpréterons principalement la composante radiale B_r , qui est la moins perturbée par l'interaction du vent solaire avec la magnétosphère martienne. De plus, la faible altitude de ces données compense l'erreur due à ces perturbations externes, car elle permet de détecter des sources moins profondes qu'avec les mesures MO moins bruitées.

La carte de la composante radiale des mesures AB montre une anomalie magnétique en (-32°N , 191°E), avec un pic positif de 1313 nT. Nous la nommerons anomalie AB-A dans la suite. Deux autres anomalies, AB-B et AB-C, se démarquent sur la même carte en (-35°N , 199°E) et (-32°N , 204°E), respectivement. On retrouve ces trois anomalies sur les cartes des composantes N-S et totale.

À haute altitude, on distingue une large anomalie positive (MO-A) avec un pic à 105 nT, centrée en (-33°N , 191°E) sur la carte de la composante radiale. Elle semble corrélée à l'anomalie AB-A. Une autre anomalie de plus faible amplitude se trouve vers (-31°N , 207°E). Bien que située plus à l'est, elle peut correspondre à l'anomalie AB-C : nous la nommerons MO-C.

Ainsi, la sources des anomalies AB- et MO-A paraît plus profonde et plus intense que celle des anomalies AB-B, AB- et MO-C. L'utilisation de deux jeux de données d'altitude différente permettra à l'inversion de confirmer ou non cette hypothèse (voir paragraphe 5.2.9).

Le Tableau 7.1 indique le nombre et les r.m.s. des mesures (composante B_r) pour chaque anomalie définie.

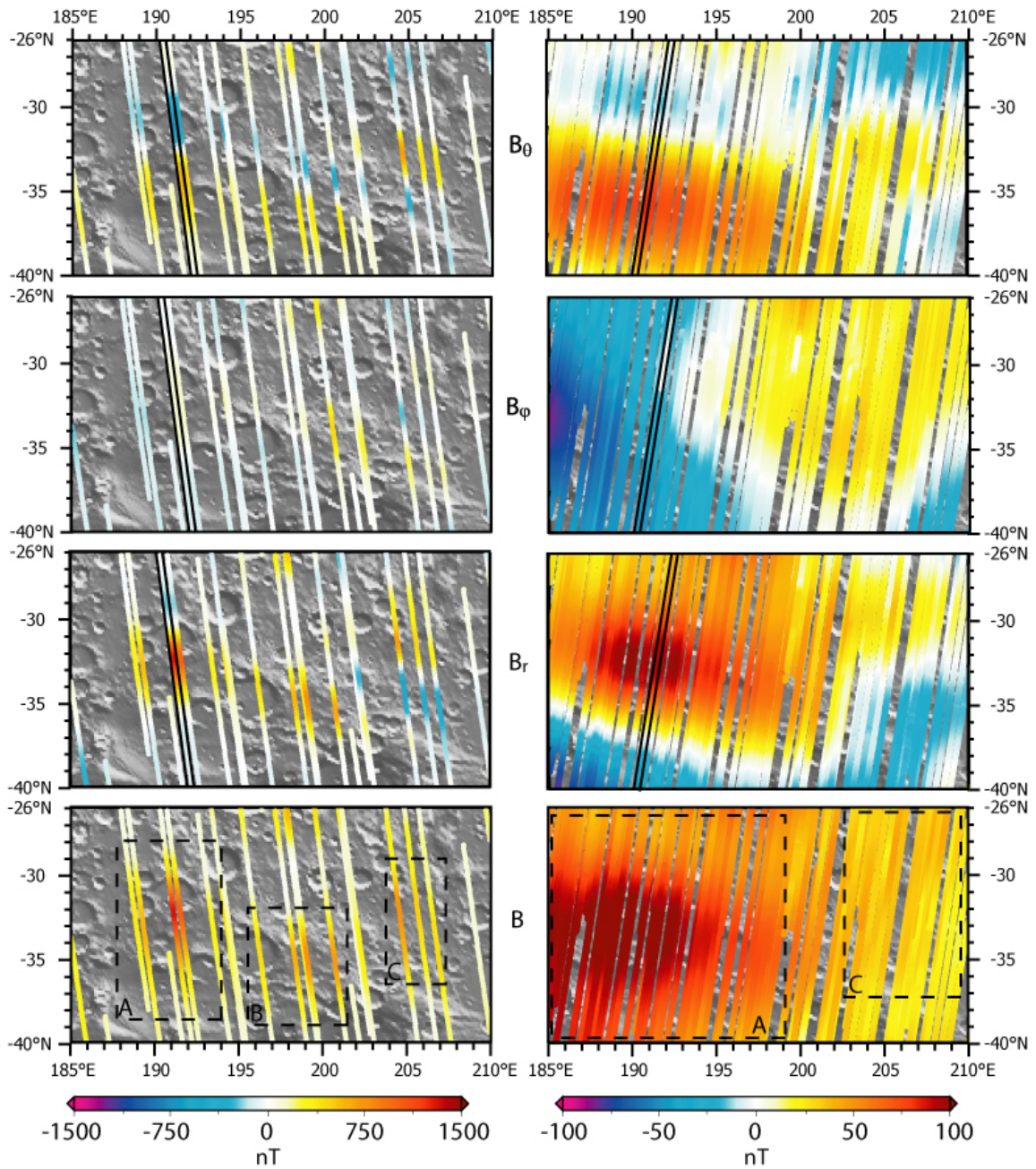


FIG. 7.6 – Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région étudiée. Les zones limitées par des traits pointillés correspondent aux différentes régions sélectionnées pour les inversions. Les profils bordés de traits pleins noirs représentent les anomalies de chaque zone.

Jeux de mesures	Nombre	r.m.s. B_r (nT)
<i>AB-A</i>	299	353
<i>AB-B</i>	179	377
<i>AB-C</i>	150	311
<i>MO-A</i>	17048	54
<i>MO-C</i>	7886	18

TAB. 7.1 – Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les différents jeux sélectionnés.

7.1.3 Inversion des anomalies magnétiques

Dans la suite, les résultats de la modélisation directe de ces anomalies sont d'abord présentés. Seuls les modèles de sphères et de prismes rectangulaires ont été utilisés. Les paramètres servent alors de valeurs *a priori* pour les inversions des données AB seules, MO seules puis AB et MO combinées.

Modélisation directe

Les anomalies AB-A, -B et -C sont d'abord modélisées grâce à trois sphères uniformément aimantées. Le centre de chacune est situé au niveau du maximum d'anomalie du champ total. L'amplitude du signal est ajustée par la profondeur et le moment dipolaire, alors que la forme l'est par l'inclinaison, la déclinaison et la position. Le Tableau 7.2 montre les paramètres des sphères. Le champ magnétique prédit le long du profil

Anomalie	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	m (10^{16} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères						
AB-A	-32.0	191.0	50	2.7	-60	180
AB-B	-35.0	199.0	50	1.7	-50	70
AB-C	-32.8	204.0	60	3.4	0	0
Prismes						
AB-A	-32.5 / -30.5	190 / 192	0 / 50	2.1	-40	180
AB-B	-35.5 / -33.5	198 / 200	0 / 25	1.0	-65	180
AB-C	-33.3 / -32.3	203 / 205	0 / 60	2.1	5	10

TAB. 7.2 – Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. Tous les corps sont tangents à la surface. L'intensité des aimantations AB-A, -B et -C correspondantes sont 51.6, 32.5 et 37.6 A/m pour les sphères, 35.3, 34.8 et 59.7 A/m pour les prismes rectangulaires, respectivement.

représentatif de l'anomalie AB-A (voir Figure 7.6a) est montré sur la Figure 7.7. Les

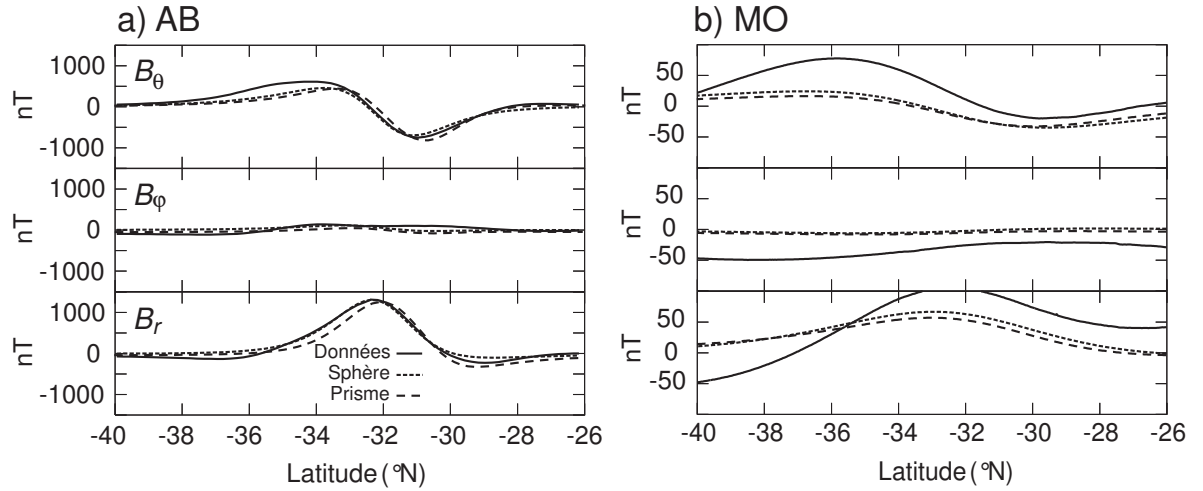


FIG. 7.7 – Comparaison des profils observés (traits pleins) et prédits par les modèles directs (traits en pointillés) associés aux anomalies AB-A (a) et MO-A (b).

prédictions sont très proches des observations. Les r.m.s. des résidus entre les mesures et les prédictions pour toute la zone AB-A (Figure 7.6) sont de 98, 112 et 77 nT, pour les composantes B_r , B_θ et B_ϕ . Les coefficients de corrélation associés à ces prédictions sont de 0.95, 0.98 et 0.75. Ceux-ci renseignent sur la proximité entre la forme des anomalies prédites et observées, même si l'amplitude associée est mauvaise. L'erreur plus élevée du modèle pour la composante B_ϕ est probablement liée aux perturbations magnétiques externes.

Les prédictions des mesures MO par ces modèles ajustés en fonction du signal AB sont assez mauvaises (Figure 7.6b). Les coefficients de corrélation sont égaux à 0.47, 0.91 et 0.89, et les r.m.s. des résidus sont larges (environ 33 nT) par rapport aux r.m.s. des mesures (environ 42 nT). En ajustant le signal MO-A, les r.m.s. des résidus sont de 223 nT pour le signal AB, et 16 nT pour MO (résultats non présentés). Ainsi, les sources des anomalies AB sont moins bien contraintes si on inverse seulement les mesures MO, alors que les sources des anomalies MO sont mieux contraintes par les mesures AB.

Ces observations sont aussi valables pour la modélisation directe des anomalies AB-B et -C, MO-B et -C.

Même si les anomalies magnétiques apparaissent relativement proches, les sources correspondantes n'ont pas nécessairement les mêmes caractéristiques. Seules une grande profondeur et une intense aimantation semblent relier ces formations aimantées. Au niveau des paramètres d'orientation du vecteur aimantation, les sources des anomalies AB-A et -B ont une inclinaison forte, alors que celle de l'anomalie AB-C est horizontale.

En utilisant des prismes rectangulaires uniformément aimantés, les dimensions horizontales du corps vont influencer le signal produit. Plusieurs configurations ont été testées pour prédire le signal AB. Les paramètres de ces prismes sont aussi indiqués dans le tableau 7.2, alors que les anomalies AB-A et MO-A prédites sont montrées sur la Figure 7.7. Les mesures de toute la zone AB-A sont moins bien prédites par rapport au modèle de sphères : 124, 133 et 72 nT pour les r.m.s. des résidus sur les composantes B_r , B_θ et B_ϕ . Encore une fois, le signal MO-A est très mal prédit (r.m.s. des résidus égaux à 43, 36 et 31 nT). Les paramètres des prismes et des sphères sont assez proches. Seuls les paramètres de la source AB-B sont un peu différents, probablement à cause de l'amplitude plus faible de cette anomalie qui rend sa caractérisation plus difficile.

Ces approches directes permettent déjà de mettre en valeur une caractéristique très importante des sources des anomalies magnétiques martiennes : le moment dipolaire (ou l'aimantation) est très intense, 1 à 2 ordres de grandeur plus élevé que pour la Terre.

Inversion des anomalies AB

Dans cette partie, nous considérons tout d'abord les inversions des jeux AB-A, -B et -C séparément (limites des zones sur la Figure 7.6 ; un dipôle pour chaque zone). Pour chaque zone, un seul dipôle sert à prédire le signal. Puis, les trois jeux sont utilisés dans une même inversion. Enfin, toutes les mesures AB de la région sont inversées.

L'incertitude associée aux mesures est fixée à 30 %, jamais inférieure à 75 nT. Les trois composantes du moment (m_x , m_y , m_z) des dipôles ont une incertitude *a priori* égale à 200 % de la valeur (de l'ordre de 10^{16} A.m²), pour permettre une exploration assez large. Comme la position du dipôle sera bien contrainte en N-S par les passages de MGS, l'incertitude *a priori* sur la latitude est plus grande que celle associée à la longitude (100 km contre 1 km).

Les tests réalisés au chapitre 4 ont révélé qu'effectuer une recherche sur la valeur *a priori* associée à la profondeur d'un ou plusieurs dipôles était bénéfique pour trouver une bonne solution, surtout lorsqu'une seule altitude de mesure est disponible. Ceci a donc été fait pour chaque zone. La Figure 7.8 montre l'évolution du χ^2 en fonction de la profondeur *a priori* pour l'inversion du jeu AB-A. Le χ^2 minimum est atteint lorsque la profondeur *a priori* est de 50 km, quelque soit l'incertitude associée (0.1, 1 ou 10 km). Cette valeur est donc choisie, avec une incertitude de 10 km. Les paramètres *a priori* et finaux des dipôles issus des trois inversions séparées sont montrés dans le tableau 7.3. Les valeurs et incertitudes associées au moment dipolaire, à l'inclinaison et à la déclinaison sont dérivées de celles des trois composantes du moment dipolaire.

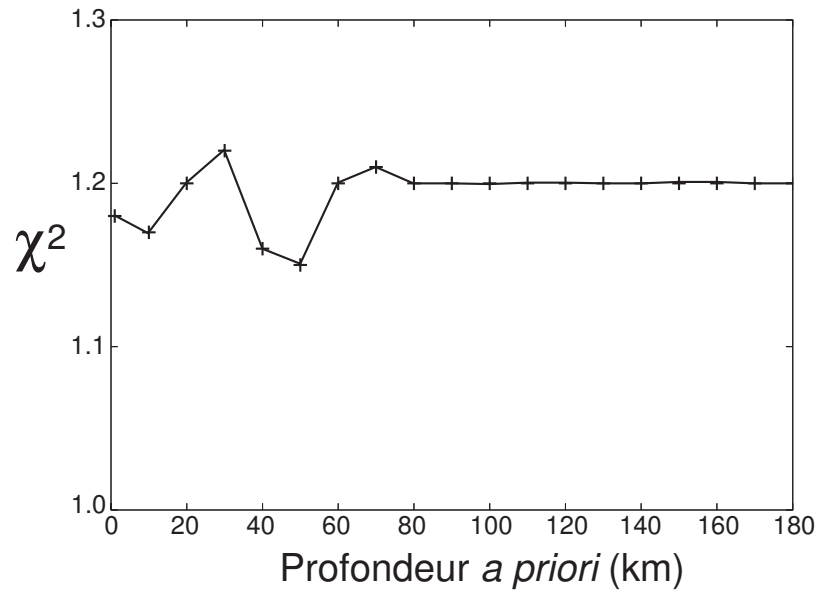


FIG. 7.8 – Évolution du χ^2 final pour l'inversion du jeu AB-A en fonction de la valeur a *a priori* de la profondeur du dipôle correspondant. L'incertitude est de 10 km.

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{16} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
AB-A	-32.00 (1.70)	191.00 (0.02)	50.00 (10.00)	2.20 (2.60)	-60.00 (1.16)	0.00 (1.89)
AB-B	-35.00 (1.70)	199.00 (0.02)	90.00 (10.00)	1.70 (2.60)	-35.00 (1.16)	45.00 (1.89)
AB-C	-32.80 (1.70)	204.00 (0.02)	60.00 (10.00)	3.00 (2.60)	0.00 (1.16)	0.00 (1.89)
<i>A posteriori</i>						
AB-A	-31.84 (0.02)	190.92 (0.02)	48.94 (0.46)	3.36 (0.09)	-49.00 (0.03)	8.00 (0.04)
AB-B	-35.20 (0.04)	199.10 (0.02)	88.80 (0.69)	2.70 (0.04)	-66.00 (0.01)	-29.00 (0.03)
AB-C	-33.31 (0.02)	204.10 (0.02)	25.56 (0.70)	1.40 (0.07)	18.00 (0.04)	4.00 (0.03)

TAB. 7.3 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux AB-A, -B et -C.

Dans chaque cas, une solution stable est atteinte en moins de 20 itérations. La distribution finale des résidus semble suivre une courbe gaussienne, même si le pic est parfois un peu décalé, comme le montre la Figure 7.9 pour l'inversion AB-A.

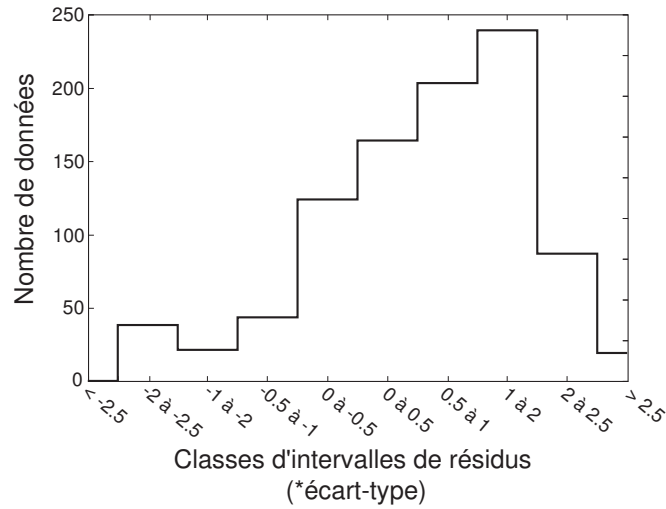


FIG. 7.9 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion du jeu AB-A.

Les incertitudes finales sont petites par rapport à celles *a priori*. Par exemple, celle associée au moment du dipôle AB-A diminue de 87 % à 2.7 %, alors que celle associée à sa profondeur passe de 20 % à 0.9 %. La solution de l'inversion AB-A paraît donc très robuste. Elle est utilisée pour prédire les anomalies magnétiques AB-A, puis MO-A le long d'un profil (Figure 7.10). Logiquement, le signal AB-A est beaucoup mieux prédit que MO-A. Si on considère le jeu AB-A seul, les r.m.s. des résidus sont égaux à 90, 99 et 85 nT pour les composantes B_r , B_θ et B_ϕ . Les coefficients de corrélation sont de 0.95, 0.98 et 0.85. Les valeurs de r.m.s. sont inférieures à celles associées aux prédictions des modèles directs AB-A. Par rapport au signal MO-A, les résidus de r.m.s. sont de 38, 36 et 31 nT, et les coefficients de corrélation de 0.35, 0.89 et 0.88 : ce modèle issu de l'inversion AB-A n'est donc pas adéquate pour expliquer le signal MO-A.

La latitude finale du dipôle AB-A est 0.2° plus méridienne que sa valeur *a priori*. Le modèle direct était donc déjà très robuste. La source de cette anomalie est très profonde (49 km), comme pressenti par le test de la Figure 7.8. La profondeur du dipôle AB-B est beaucoup plus importante (89 km). Elle contraste d'ailleurs avec celle du prisme correspondant (25 km ; voir Tableau 7.2). Le moment dipolaire est alors plus grand. À l'inverse, le dipôle AB-C est plus proche de la surface et moins intense que les modèles directs correspondants. De même, ce dipôle est orienté vers l'intérieur de la planète, alors que les dipôles AB-A et -B sont orientés vers l'extérieur. Cependant, les trois dipôles pointent vers le nord.

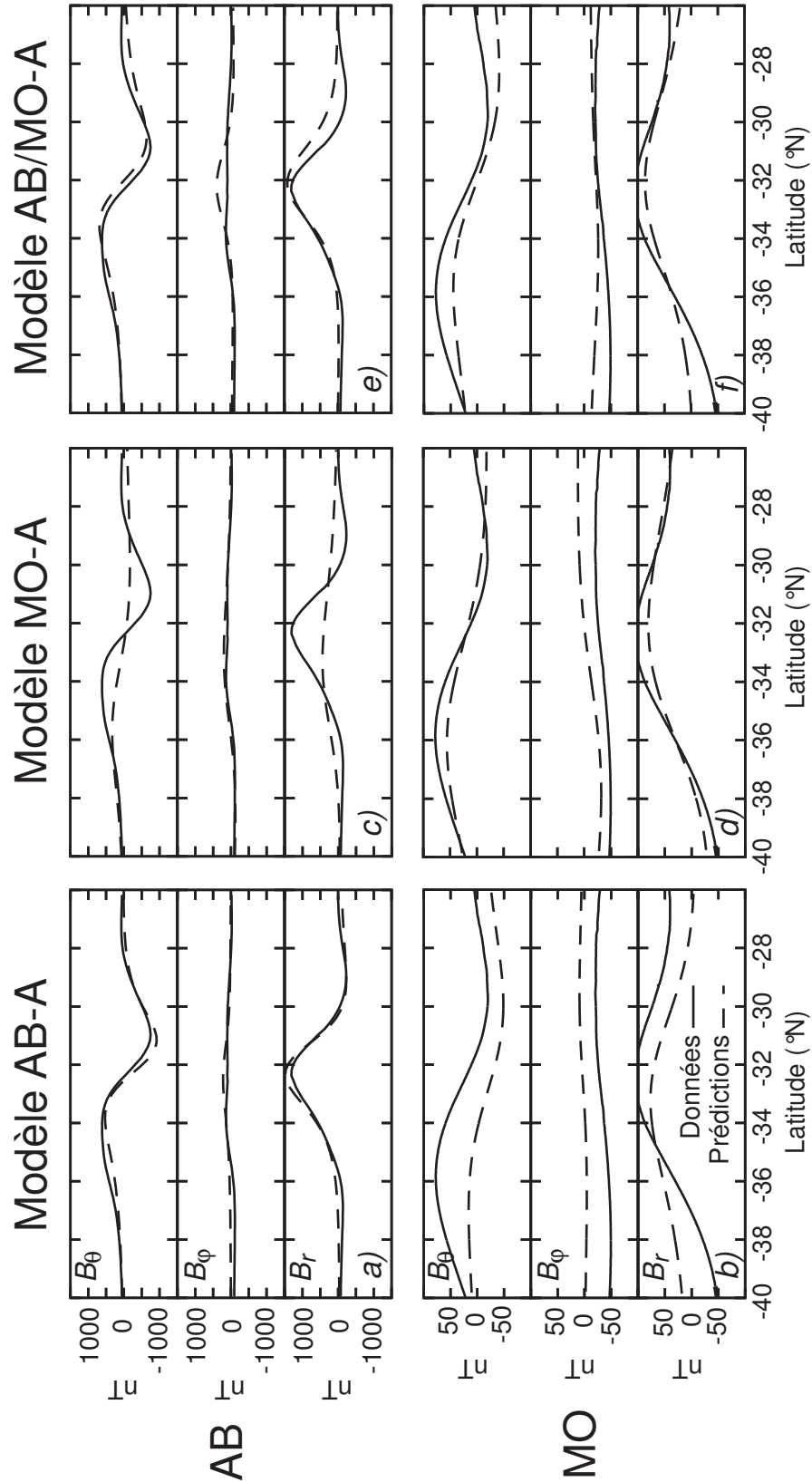


FIG. 7.10 – Même légende que celle de la Figure 7.7, pour les modèles issus de l'inversion des jeux AB-A (profil AB-A en a, MO-A en b), MO-A (c et d) et AB/MO-A, -B et -C (e et f).

Lorsque l'on inverse les trois jeux de données ensemble, une solution stable (à trois dipôles) est atteinte en une itération. Les paramètres et incertitudes *a priori* sont équivalents à ceux des inversions précédentes. Au final, on retrouve des paramètres comparables à ceux des dipôles AB-A, -B et -C précédents.

Enfin, toutes les données AB (1359 points de mesures vectorielles) sont considérées, en utilisant les mêmes paramètres et incertitudes *a priori* que précédemment. Le χ^2 final est plus élevé que pour l'inversion précédente (1.32 contre 1.25). Ceci s'explique par le fait que certaines données ne peuvent pas être prédites par les trois dipôles, notamment au bord de la zone d'étude. Les paramètres finaux sont équivalents à ceux des précédentes inversions (sauf la déclinaison de la source AB-B, encore une fois).

Les trois dipôles issus des inversions séparées sont utilisés pour prédire les mesures AB et MO de toute la région. L'amplitude et l'extension latérale des anomalies AB sont très bien reproduites. Pour le jeu AB-A, les r.m.s. des résidus sont égaux à 87, 95 et 61 nT pour les composantes B_r , B_θ et B_ϕ . Les coefficients de corrélation associés sont de 0.96, 0.98 et 0.86. Pour le jeu MO-A, les r.m.s. des résidus associés sont en moyenne supérieurs à 30 nT, ce qui indique un modèle toujours aussi peu satisfaisant à haute altitude. Les anomalies négatives au nord de la carte AB et au sud-ouest de la carte MO ne sont d'ailleurs pas prédites. Cette dernière anomalie est probablement due à une source située à l'extérieur de la zone.

Inversion des anomalies MO

Dans cette partie, seules les mesures MO sont inversées. Les deux zones MO-A et MO-C correspondent à 17048 et 7886 points de mesures vectorielles. La faible résolution due à l'altitude de ces données est ainsi compensée par leur abondance. Les paramètres des deux dipôles sont égaux à ceux des dipôles AB-A et -C. L'incertitude associée à leur position est fixée à 100 km en N-S et E-W. Même si la couverture E-W est très bonne, les anomalies sont mieux caractérisées perpendiculairement au profil. Les données ont une incertitude de 30 %, jamais inférieure à 12 nT.

Tout d'abord, le jeu MO-A est considéré. Comme précédemment, plusieurs profondeurs *a priori* sont testées. Le meilleur χ^2 est obtenu pour une profondeur de 100 km. Les paramètres *a priori* et finaux de la meilleure inversion sont indiqués dans le Tableau 7.4. Le dipôle final est situé quatre degrés plus à l'ouest que l'équivalent AB-A. Son aimantation est alors beaucoup plus horizontale et sa profondeur est grande (154 km contre 49 km pour AB-A). L'anomalie prédite est comparée aux observations en profil sur la Figure 7.10 : environ 70 % du signal est prédit. Les r.m.s. des résidus pour tout le jeu MO-A sont

	λ (d λ)	ϕ (d ϕ)	z (dz)	m (dm)	I (dI)	D (dD)
	°N	°E	km	10^{16} A.m ²	°	°
<i>A priori</i>						
MO-A	-31.50 (1.70)	191.00 (1.90)	100.00 (10.00)	1.70 (2.60)	35.00 (1.16)	45.00 (1.89)
MO-C1	-31.50 (1.70)	207.00 (1.90)	20.00 (10.00)	1.70 (2.60)	35.00 (1.16)	45.00 (1.89)
MO-C2	-31.50 (1.70)	207.00 (1.90)	100.00 (10.00)	1.70 (2.60)	35.00 (1.16)	45.00 (1.89)
<i>A posteriori</i>						
MO-A	-34.77 (0.02)	187.50 (0.02)	154.44 (0.28)	11.01 (0.04)	-10.30 (0.01)	39.27 (0.01)
MO-C1	-31.83 (0.02)	206.17 (0.04)	9.03 (0.43)	1.66 (0.01)	-17.29 (0.01)	-36.94 (0.01)
MO-C2	-32.20 (0.04)	206.54 (0.09)	69.82 (0.85)	2.83 (0.01)	-20.20 (0.01)	-39.48 (0.01)

TAB. 7.4 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux MO-A, -C.

de 16, 14 et 17 nT pour les composantes B_r , B_θ et B_ϕ . Les coefficients de corrélation associés sont supérieurs à 0.9. À l'inverse, les mesures AB-A ne sont pas prédites par ce modèle issu de l'inversion des données MO-A (Figure 7.10) : pour tout le jeu AB-A, les r.m.s. des résidus sont de 223, 181 et 61 nT. En fait, la profondeur de la source induit une signature magnétique trop faible et trop lisse à 100 km d'altitude.

Pour l'anomalie MO-C, aucune profondeur *a priori* significative n'a pu être déterminée lors des tests d'inversion préliminaires. Deux configurations ont été retenues, dénommées MO-C1 et MO-C2 sur le Tableau 7.4. Au final, les deux modèles expliquent de la même façon les données MO-C. Ceci marque l'incapacité des données MO à contraindre à la fois la profondeur des sources et leur moment dipolaire.

Inversion des jeux AB + MO combinés

Une inversion conjointe des données AB/MO-A, -B et -C a été réalisée en utilisant les paramètres *a priori* correspondant à ceux des modèles directs. La profondeur des dipôles AB/MO-A et -B est ainsi fixée à 50 km, contre 30 km pour le dipôle AB/MO-C. Pour donner le même poids aux deux jeux, les données MO sont réduites au même nombre que les données AB. L'incertitude associée aux données MO est de 30 %, inférieure à 20 nT. Après 5 itérations, une solution stable est atteinte. La distribution des résidus est proche d'une courbe gaussienne (Figure 7.11).

Les profils prédits des anomalies AB-A et MO-A sont comparés aux observations sur la Figure 7.10. Les coefficients de corrélation pour le profil AB-A sont égaux à 0.97, 0.96 et 0.63, et 0.97, 0.96 et 0.22 pour le profil MO-A. Ils montrent que les modèles

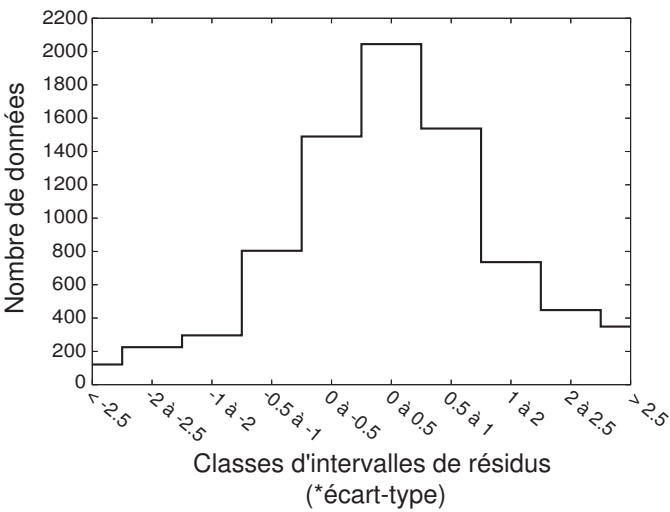


FIG. 7.11 – Répartition des résidus *a posteriori* associés aux inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B et -C.

issus de l’inversion des données AB/MO-A, -B et -C sont valides pour expliquer les deux types de signaux. Les paramètres des trois dipôles finaux sont montrés dans le tableau 7.5. Ils sont proches de ceux issus des inversions des jeux AB, sauf pour les déclinaisons

	λ (d λ)	ϕ (d ϕ)	z (dz)	m (dm)	I (dI)	D (dD)
	°N	°E	km	10^{16} A.m ²	°	°
<i>A priori</i>						
AB/MO-A	-32.00 (1.70)	190.00 (0.02)	50.00 (10.00)	2.50 (2.60)	-55.00 (1.16)	-45.00 (1.89)
AB/MO-B	-35.00 (1.70)	199.00 (0.02)	50.00 (10.00)	1.70 (2.60)	-35.00 (1.16)	45.00 (1.89)
AB/MO-C	-33.00 (1.70)	204.00 (0.02)	30.00 (10.00)	2.50 (2.60)	25.00 (1.16)	25.00 (1.89)
<i>A posteriori</i>						
AB/MO-A	-32.42 (0.02)	189.91 (0.02)	55.29 (0.90)	3.82 (0.01)	-56.97 (0.02)	80.75 (0.02)
AB/MO-B	-35.33 (0.02)	198.45 (0.02)	57.64 (0.93)	2.58 (0.01)	-50.73 (0.03)	53.23 (0.01)
AB/MO-C	-33.12 (0.02)	203.59 (0.02)	31.35 (0.95)	1.85 (0.06)	21.08 (0.01)	12.69 (0.02)

TAB. 7.5 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles des inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B et -C.

des dipôles AB/MO-A (contre AB-A) et AB/MO-B (contre AB-B). Leurs inclinaisons sont très fortes, ce qui minimise l’effet de ces différentes déclinaisons. En revanche, tous les paramètres sont assez éloignés de ceux des dipôles MO-A et MO-C. Par exemple, le dipôle AB/MO-A est 6 km plus profond que le dipôle AB-A, et 99 km plus superficiel que le dipôle MO-A. De plus, la position entre les sources AB/MO-A et AB-A est la même.

Ceci indique que les paramètres de la source MO-A sont assez mauvais. La profondeur des dipôles AB/MO-B et AB-B est égale à 58 et 89 km, respectivement, mais l'aimantation du premier est plus faible. Pour l'anomalie C, le dipôle AB/MO est aussi profond (31 km) que le dipôle AB (25 km). À l'inverse des deux autres dipôles AB/MO, son inclinaison est très faible.

Ces trois dipôles AB/MO sont utilisés pour prédire les données AB et MO. Les cartes résultantes sont montrées sur la Figure 7.12, que l'on peut comparer à la Figure 7.6. L'amplitude et l'extension latérale des anomalies sont bien prédites. Comme pour les modèles AB, les seules différences sont liées aux signaux négatifs associés à l'anomalie A sur la composante radiale. Les r.m.s. des résidus pour le jeu AB-A sont égaux à 108, 82 et 88 nT, avec des coefficients de corrélation de 0.94, 0.96 et 0.83. Ces valeurs sont un peu plus grandes que celles associées à l'inversion AB-A seule, mais beaucoup plus faibles que celles associées à l'inversion MO-A seule. Pour le jeu MO-A, les r.m.s. des résidus associés à l'inversion AB/MO-A, -B et -C (20 nT) sont proches de ceux de associés à l'inversion MO-A seule, l'inversion MO-A (35 nT). Les coefficients de corrélation sont tous supérieurs à 0.85. Ces valeurs montrent que les modèles issus de l'inversion AB/MO prédisent à la fois les mesures AB et les mesures MO avec satisfaction. Comme les tests du chapitre 5 ont démontré, la complémentarité des deux jeux de mesures acquises à différente altitude pour retrouver les caractéristiques des sources crustales aimantées est déterminante dans cette étude.

Comparaison avec une étude précédente

Frawley et Taylor (2004) ont modélisé une anomalie magnétique située dans notre région. Il s'agit de leur anomalie n°4, dans l'aire n°2. Cependant, ces auteurs ne prennent en compte que les données MO, pour établir une carte moyenne globale du champ magnétique martien. Leur modèle pour cette anomalie correspond à un prisme uniformément aimanté d'intensité 20 A/m. Cette valeur est en accord avec l'aimantation des modèles directs de notre étude. De même, l'inclinaison (-41°) correspond à peu près à celle des prismes AB-A (-40°) ou -B (-65°). Cependant, les directions des dipôles sont différentes.

7.1.4 Conclusions

Avec cette première étude, notre méthode met en évidence la grande profondeur de formations fortement aimantées de la croûte martienne, à l'origine des anomalies magnétiques intenses mesurées par MGS. Cette observation permet de privilégier l'idée d'une origine géologique interne plutôt que liée aux impacts. Toutefois, l'absence d'anomalie magnétique associée à un cratère peut aussi signifier que la dynamo était éteinte au mo-

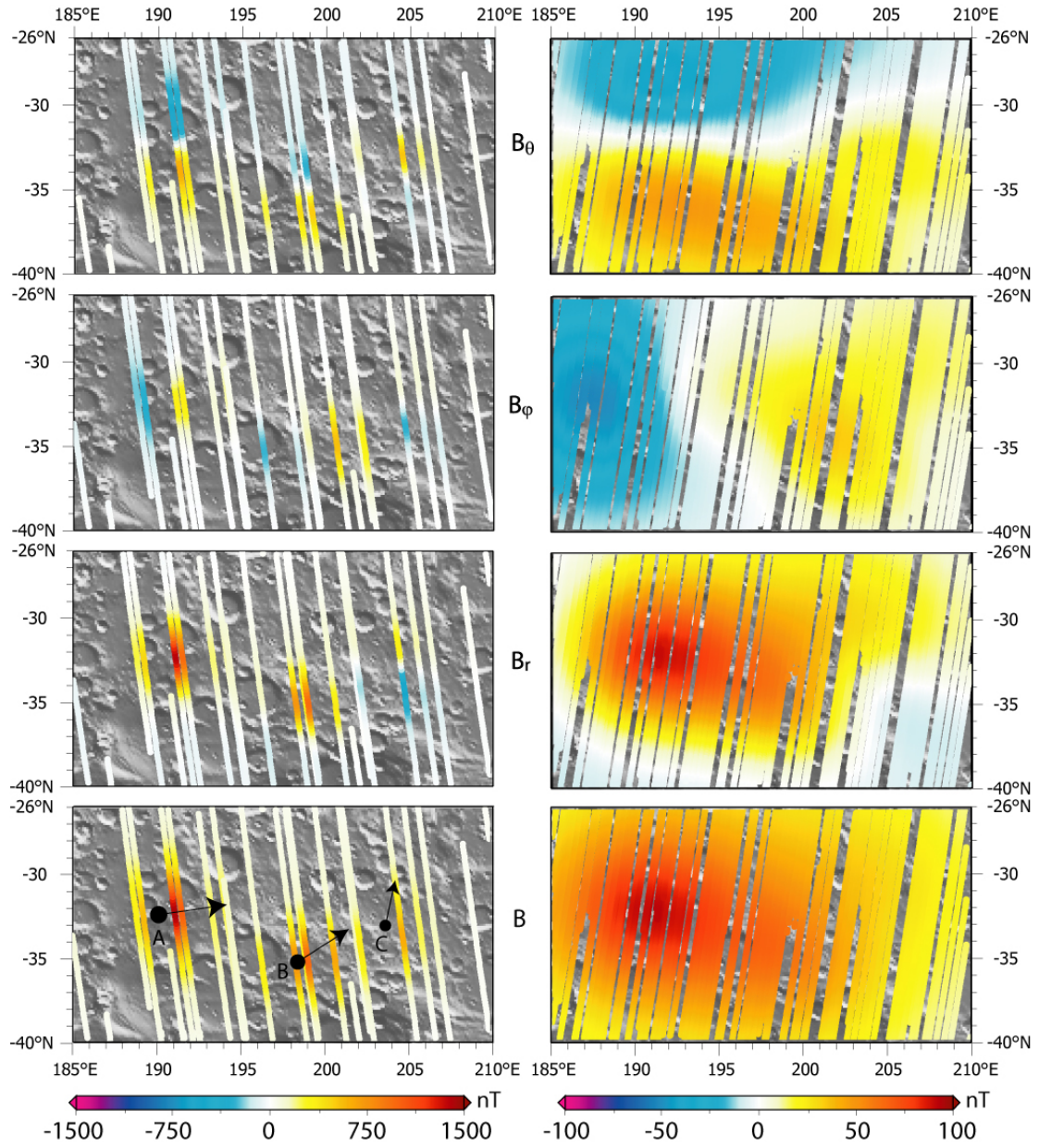


FIG. 7.12 – Mesures AB (gauche) et MO (droite) prédites par les dipôles AB/MO-A, -B et -C.

ment de l'impact. Ainsi, les phénomènes de désaimantation liés à des impacts de météores de grande taille (comme Newton dans notre région) peuvent affecter une grande partie de la croûte.

Ces résultats seront interprétés de façon plus conséquente au chapitre suivant. Pour les confirmer ou non, d'autres anomalies magnétiques ont d'abord été étudiées.

7.2 Sud de Syrtis Major

La seconde zone étudiée se situe entre (-20°N , 58°E) et (0°N , 75°E) au sud du volcan Syrtis Major. Elle se trouve donc dans les hauts plateaux de l'hémisphère sud, comme la première région, mais elle est plus proche de l'équateur. En fait, elle est circonscrite par la bordure nord du cratère Hellas au sud et par le volcan Syrtis Major au nord.

7.2.1 Cadre de la zone d'étude

L'altitude moyenne est élevée (2 km) (Figure 7.13). Comme la première zone, de nom-

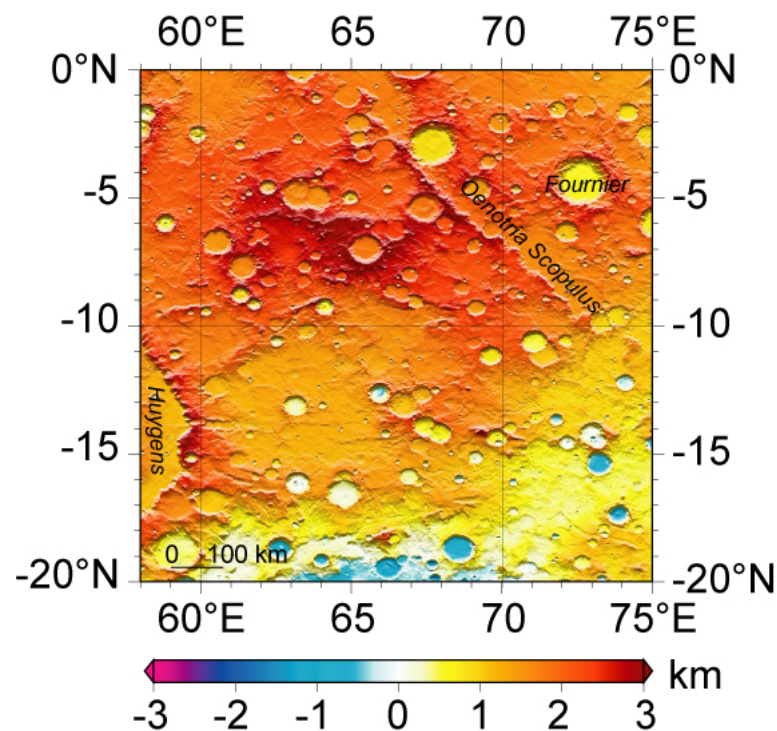


FIG. 7.13 – Carte topographique de la zone d'étude située au sud du volcan Syrtis Major, superposée sur le relief.

breux cratères d'impacts parsèment la surface de ces plateaux, à l'origine des principales

variations de topographie. Leurs diamètres sont inférieurs à 120 km, sauf pour le cratère Huygens situé dans la partie ouest de la zone ($d = 450$ km).

La carte stratigraphique de [Greeley et Guest \(1987\)](#) qualifie la formation principale de la région "d'unité cratérisée entaillée de petits chenaux ou réseaux de chenaux, qui a été largement érodée par des processus fluviaux" (voir Figure 7.14). Un de ces dépôts récents couvre une superficie importante au sud de notre région. Or, en utilisant le comptage de cratères pour dater la surface, deux tendances de densité de cratères au km^2 se démarquent, correspondant à deux âges de 2.8 et 4.0 Ga (travail d'É. Royer ; voir paragraphe 7.1.1). Ces résultats s'accordent avec la carte de [Greeley et Guest \(1987\)](#).

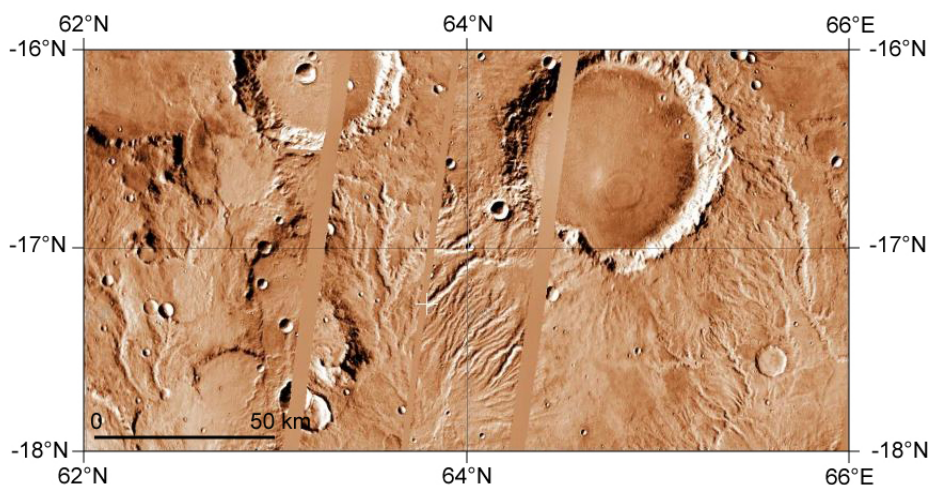


FIG. 7.14 – Image THEMIS centrée en $(-17^\circ\text{N}, 63^\circ\text{E})$, montrant plusieurs exemples de réseaux fluviaux à la surface de la zone d'étude. Ceux-ci sont d'ailleurs plutôt orientés vers le sud où se trouve la dépression d'Hellas.

Dans la partie nord-est se distingue une structure NW-SE longue d'environ 1000 km : Oenotria Scopulus. En fait, elle se prolonge à l'extérieur de la zone vers l'est, de façon parallèle au contour du bassin d'Isidis, situé à l'extérieur de la zone au nord-est : peut-être marque-t-elle un anneau secondaire lié à cet impact.

Au nord, cette falaise s'efface sous les coulées de Syrtis Major. Ce volcan est un ancien bouclier élevé d'environ 2 km au niveau de sa caldeira centrale. Il est associé à une anomalie gravimétrique remarquable de 126 mgal (degré 50 d'harmonique sphérique), pouvant être due à la présence d'une chambre magmatique aujourd'hui solidifiée, remplie de cumulats denses de pyroxènes et/ou d'olivine ([Kiefer, 2004](#)). De l'olivine pure a d'ailleurs été détectée à l'intérieur même de la caldeira centrale par l'instrument OMEGA (S. Le Mouélic, comm. pers., 2006). Les coulées volcaniques reflètent cette composition basaltique riche en pyroxènes, comme l'analyse des données spectrales de l'instrument Imaging Spectrometer for Mars (ISM) à bord de la sonde Phobos l'a révélé ([Mustard](#)

et al., 1993). La surface de ce volcan et de notre région sont d'ailleurs de même albédo (faible), ce qui peut indiquer une composition minéralogique équivalente. *Mustard et al.* (1993) interprètent cette faible réflectance par un mélange d'affleurements de roches en place avec une surface de débris et matériaux dérivés de ces roches (poussière basaltique). Les résultats de l'instrument TES ont aussi révélé une composition basaltique, au moins pour la partie nord de notre région (Figure 2.6 ; *Bandfiel et al.*, 2000).

Les données OMEGA montrent encore une fois la différence entre le fond et les éjectas des cratères, plus riches en Opx (Figure 7.15). La partie sud de la région est aussi plus riche en Opx que la partie nord : ceci est probablement lié aux éjectas d'Hellas.

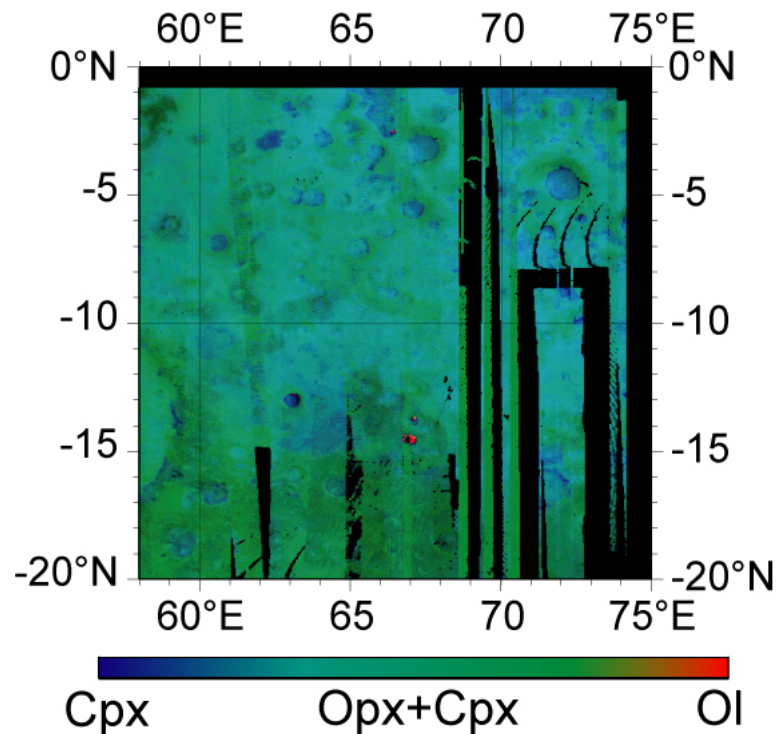


FIG. 7.15 – Carte de la composition minéralogique de la zone, révélée par le spectro-imageur OMEGA à bord de MEX (S. Le Mouélic, comm. pers., 2006).

Une forte anomalie gravimétrique positive allongée en E-W se trouve au nord de la zone d'étude (Figure 7.16). Elle pourrait correspondre au plateau situé à l'ouest d'Oenotria Scopulus (Figure 7.13)

7.2.2 Analyse des données magnétiques

Les mesures AB et MO acquises par MGS au-dessus de la région d'étude sont présentées sur la Figure 7.17. Encore une fois, on constate la rareté des mesures AB (1352 points). Les mesures MO sélectionnées (30100 points) ont été acquises de nuit à différentes

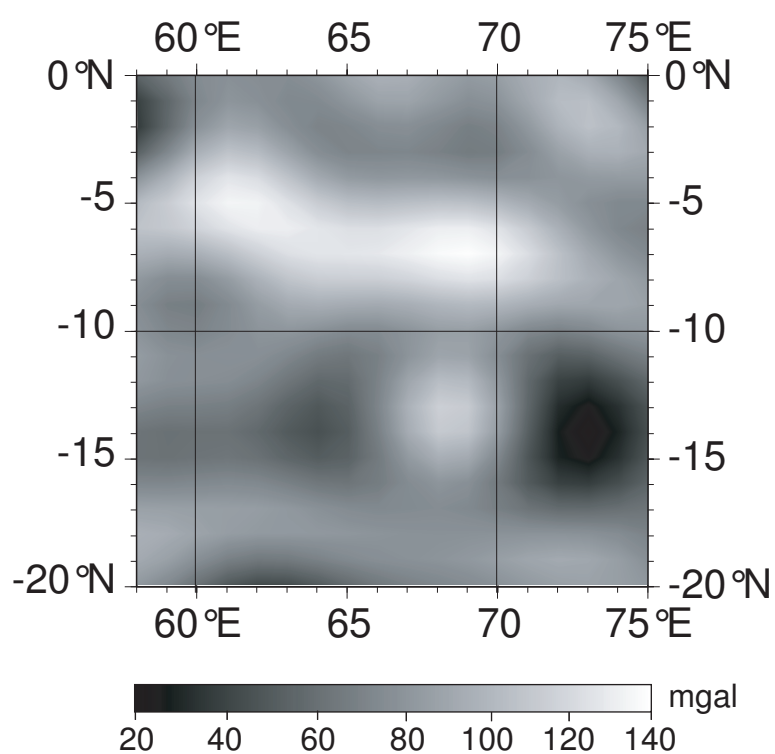


FIG. 7.16 – Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après [Yuan et al. \(2001\)](#).

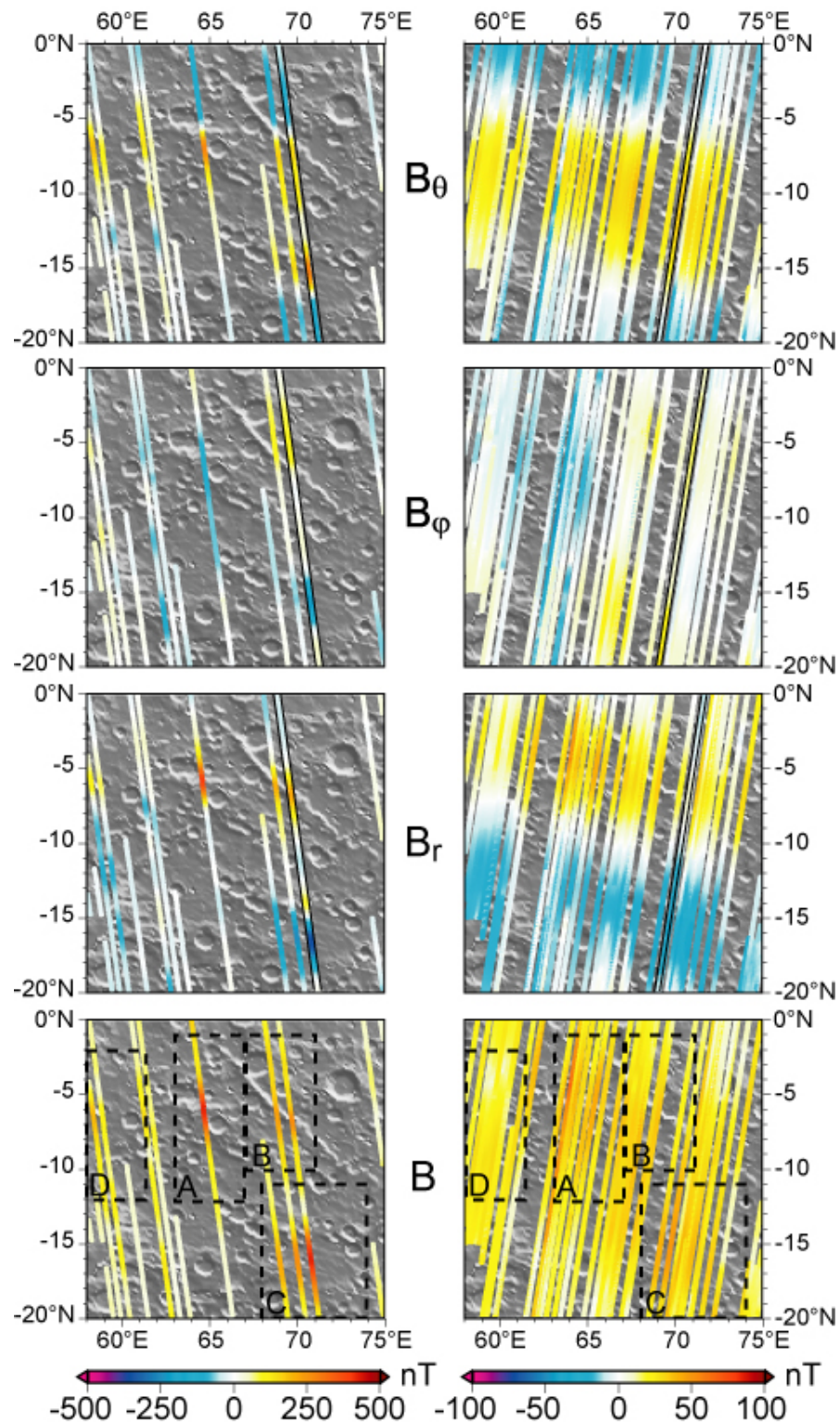


FIG. 7.17 – Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région située au sud du volcan Syrtis Major. Les zones limitées par des traits pointillés correspondent aux différentes régions sélectionnées pour les inversions. Les profils bordés de traits pleins noirs sont choisis pour représenter les anomalies en 2D.

périodes de la mission MGS. L'altitude des données AB varie entre 108 et 250 km, contre 374 et 391 km pour les données MO. La sonde descendait en allant du sud vers le nord. En moyenne, chacun est constitué de 100 mesures vectorielles. Celles-ci ont été acquises du côté jour, ce qui diminue leur fiabilité. Néanmoins, l'extension latérale des anomalies est assez cohérente, sauf pour le passage isolé central montrant une anomalie positive située en (-6°N , 65°E) sur la composante radiale. Sur les données MO, on retrouve cette anomalie, mais avec une extension plus grande. La trace MO montrant le signal le plus fort sur la composante totale n'a pas été considérée, car elle contraste avec toutes les autres quelque soit la composante.

Les passages AB ont permis de détecter quatre anomalies nommées AB-A, -B, -C et -D, repérables sur la carte de la composante totale, centrées en (-6°N , 65°E), (-7°N , 70°E), (-16°N , 71°E) et (-7°N , 58.5°E), respectivement. Les deux premières paraissent similaires, même si la plus orientale a une amplitude faible, quelque soit la composante. Elle peut d'ailleurs être liée au contraste d'aimantation dû à la structure longiligne NW-SE citée dans le paragraphe précédent. Si cette dernière est un anneau secondaire du bassin d'Isidis, alors l'anomalie peut être due à la désaimantation engendrée par l'impact. Cependant, sur le signal MO, les anomalies AB-A et -B semblent faire partie d'une seule et même anomalie de grande longueur d'onde orientée E-W, comme l'anomalie gravimétrique principale (Figure 7.16). De plus, l'anomalie AB-C se retrouve aussi dans la partie sud de cette anomalie MO. Une dépression circulaire ressemblant à un bassin d'impact très altéré est situé juste au niveau de cette anomalie AB-C. L'anomalie AB-D est moins remarquable que les autres, mais le signal MO est assez fort dans cette partie de la zone d'étude. Il est possible que sa source soit située à l'extérieur de la zone, mais aucune structure particulière n'est visible en surface.

Toutes ces hypothèses issues de l'analyse des anomalies magnétiques de la région doivent être confirmées ou non par notre méthode. Pour isoler les anomalies A, B, C et D, chacune est représentée par un jeu de données AB et un jeu MO, même si une seule anomalie régionale est visible à cette altitude. Le Tableau 7.6 indique le nombre et les r.m.s. des mesures (composante B_r) pour chaque anomalie définie.

7.2.3 Inversion des anomalies magnétiques

Dans la suite, les résultats de la modélisation directe de ces anomalies sont d'abord présentés. Les paramètres servent alors de valeurs *a priori* pour les inversions des données AB seules, MO seules puis AB et MO combinées.

Jeux de mesures	Nombre	r.m.s. B_r (nT)
<i>AB-A</i>	88	158
<i>AB-B</i>	159	106
<i>AB-C</i>	198	121
<i>AB-D</i>	206	54
<i>MO-A</i>	2649	22
<i>MO-B</i>	2277	20
<i>MO-C</i>	2479	23
<i>MO-D</i>	2788	12

TAB. 7.6 – Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les différents jeux sélectionnés.

Modélisation directe

Les anomalies AB-A, -B, -C et -D peuvent être prédites en utilisant quatre sphères, prismes rectangulaires ou cylindres uniformément aimantés dont les paramètres sont indiqués dans le tableau 7.7. Les cylindres sont allongés en E-W. Avec les modèles de sphères, les rapports entre r.m.s. des résidus AB et r.m.s. AB observés sont en moyenne égaux à 43 % pour la composante B_r , même si celui du jeu AB-D seul est de 63 %. Les coefficients de corrélation correspondants sont 0.8 en moyenne. Par rapport aux données MO, la moyenne des rapports entre r.m.s. des résidus et r.m.s. observés est égale à 70 %, et celle des coefficients de corrélation est de 0.7. Pour les prismes, les prédictions des anomalies AB et MO sont équivalentes. Par contre, la modélisation par des cylindres est moins bonne qu'avec les sphères ou les prismes, que ce soit par rapport au signal AB ou par rapport au signal MO.

Encore une fois, les modèles directs ajustés en fonction du signal AB ne permettent pas de prédire le signal MO de façon satisfaisante (voir paragraphe 7.1.3). Si les modèles sont ajustés en fonction du signal MO, alors les prédictions du signal AB sont plus mauvaises par rapport aux prédictions MO des modèles ajustés en fonction du signal AB. Ces résultats ne sont pas présentés.

Les paramètres des sphères, prismes et cylindres propres à chaque anomalie sont relativement similaires. Seule la source à l'origine de l'anomalie AB-B semble plus profonde et plus intense que celle à l'origine de l'anomalie AB-A, alors que les données MO peuvent indiquer une origine commune. La source AB-C est aussi profonde et intense que la source AB-A, mais possède une inclinaison et une déclinaison différente. Enfin, le dipôle AB-D est profond et peu intense, mais l'anomalie associée est moins significative que les autres, ce qui peut diminuer la précision des paramètres de sa source.

Anomalie	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	m (10^{16} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères						
AB-A	-6.3	65.0	35.0	1.1	-50.0	0.0
AB-B	-6.5	69.0	60.0	0.6	-70.0	20.0
AB-C	-15.8	71.0	35.0	1.0	35.0	20.0
AB-D	-7.3	58.5	80.0	0.8	0.0	0.0
Prismes						
AB-A	-6.8 / -5.8	63.5 / 66.5	0 / 40	1.2	-50.0	20.0
AB-B	-7.0 / -6.0	68.0 / 70.0	0 / 45	0.5	-70.0	20.0
AB-C	-16.5 / -15.5	70.0 / 72.0	0 / 40	1.0	35.0	50.0
AB-D	-7.6 / -6.1	58.0 / 60.0	0 / 80	0.8	10.0	10.0
Cylindres						
AB-A	-6.2	65.0	20.0	-	-60.0	0.0
AB-B	-6.5	69.0	40.0	-	-80.0	20.0
AB-C	-16.3	71.0	35.0	-	65.0	60.0
AB-D	-7.2	58.5	60.0	-	0.0	0.0

TAB. 7.7 – Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. Tous les corps sont tangents à la surface. L'intensité des aimantations AB-A, -B, -C et -D correspondantes sont 61.2, 6.6, 55.7 et 3.7 A/m pour les sphères, 28.6, 15.9, 37.1 et 9.6 A/m pour les prismes rectangulaires, 27.4, 2.1, 6.5 et 0.7 A/m pour les cylindres.

Inversion des anomalies AB

À partir de ces modèles directs, chaque jeu AB est d'abord inversé séparément pour étudier la profondeur des dipôles correspondants. Les résultats de l'inversion conjointe sont ensuite présentés.

Les anomalies étant plus faibles que dans la région de Terra Sirenum, l'incertitude associée aux mesures a été diminuée : elle est de 25 %, jamais inférieure à 50 nT. Ces valeurs sont issues de tests préliminaires avec différentes configurations d'incertitude, et il apparaît que la convergence et les valeurs de χ^2 sont meilleures avec celle-ci. L'intensité du moment dipolaire a une incertitude de 100 %, 10° pour son inclinaison et sa déclinaison. L'incertitude associée aux positions en latitude et longitude est de 1 km.

Tout d'abord, les inversions séparées permettent d'effectuer un test préliminaire sur la profondeur de chaque dipôle. Les valeurs *a priori* vont de 10 à 120 km (pas de 10 km), pour une incertitude associée de 0.1, 1 ou 10 km. Les résultats sont présentés sur la Figure 7.18. Ils confirment les profondeurs des modèles directs de sphères. Pour le dipôle

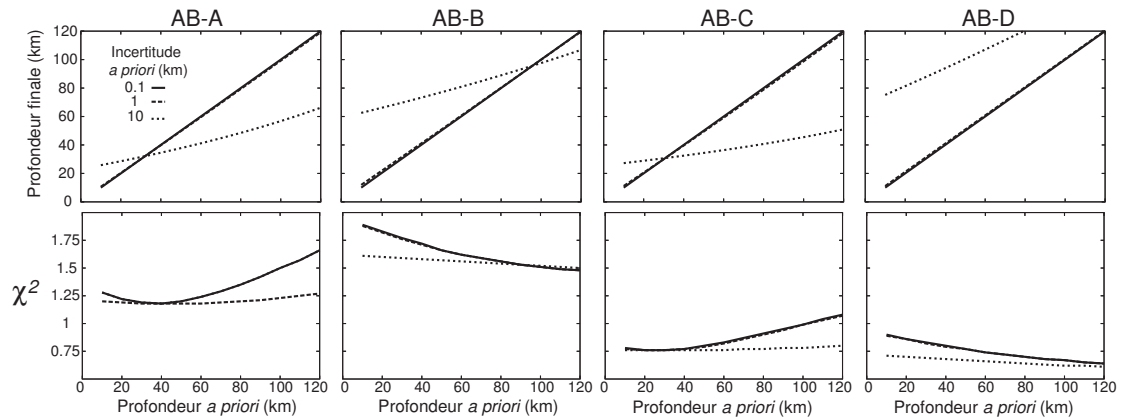


FIG. 7.18 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux AB-A, -B, -C et -D en fonction de la valeur *a priori* de la profondeur du dipôle correspondant.

AB-A, la meilleure profondeur *a priori* est assez faible, vers 35-40 km. De plus, lorsque l'incertitude est de 10 km, la profondeur du dipôle a tendance à converger vers cette valeur, alors qu'avec 1 km, elle reste trop proche de sa valeur *a priori*. On observe le même comportement pour le dipôle AB-C, tandis que les dipôles AB-B et surtout AB-D ont une profondeur très grande (100 km pour AB-B, supérieure à 120 km pour AB-D). Mais ce dernier dipôle est moins contraint (voir paragraphe précédent).

Les résultats en terme de prédictions de chaque jeu ne sont pas présentés, mais sont

équivalents à ceux de l'inversion conjointe, présentée plus loin. La profondeur *a priori* de chaque dipôle est fixée à partir des tests précédents issus des inversions séparées. Les paramètres *a priori* et finaux sont indiqués dans le tableau 7.8. Les incertitudes associées aux

	λ (d λ)	ϕ (d ϕ)	z (dz)	m (dm)	I (dI)	D (dD)
	°N	°E	km	10^{16} A.m ²	°	°
<i>A priori</i>						
AB-A	-6.30 (0.02)	65.00 (0.02)	40.0 (10.0)	1.0 (1.0)	-50.0 (10.0)	0.0 (10.0)
AB-B	-6.50 (0.02)	69.00 (0.02)	100.0 (10.0)	1.0 (1.0)	-70.0 (10.0)	20.0 (10.0)
AB-C	-15.80 (0.02)	71.00 (0.02)	30.0 (10.0)	1.0 (1.0)	35.0 (10.0)	20.0 (10.0)
AB-D	-7.30 (0.02)	58.50 (0.02)	110.0 (10.0)	1.0 (1.0)	0.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
AB-A	-6.31 (0.01)	65.01 (0.01)	43.1 (4.2)	1.3 (0.1)	-47.9 (0.1)	13.6 (0.1)
AB-B	-6.48 (0.01)	69.00 (0.01)	83.5 (6.5)	0.7 (0.1)	-90.0 (0.1)	-
AB-C	-15.81 (0.01)	70.97 (0.01)	21.6 (3.3)	1.0 (0.1)	29.8 (0.1)	41.2 (0.1)
AB-D	-7.30 (0.01)	58.50 (0.01)	138.6 (8.0)	1.6 (0.1)	-7.0 (0.1)	-15.3 (0.1)

TAB. 7.8 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux AB-A, -B, -C et -D.

paramètres du moment dipolaire diminuent largement pendant l'inversion, au contraire de celles des paramètres concernant la position. Néanmoins, l'incertitude *a priori* associée à la latitude et la longitude empêchait ces paramètres de varier pendant l'inversion. Ils étaient bien déterminés par la modélisation directe. Pour la profondeur, plus la valeur est faible, plus l'incertitude finale associée est petite. La distribution finale des résidus suit parfaitement une courbe gaussienne centrée sur les classes de résidus les plus faibles (Figure 7.19). La solution de cette inversion paraît donc assez robuste. Elle est utilisée pour prédire les signaux AB et MO. La Figure 7.20 montre la comparaison entre les profils AB et MO prédits et observés. Les profils sont indiqués sur la Figure 7.17. Ils correspondent aux anomalies AB et MO-B et -C.

Les rapports entre r.m.s. des résidus et r.m.s. des observations pour les jeux AB-A, -B, -C et -D sont en moyenne de 32 % (contre 43 % pour les modèles directs) pour la composante B_r . La valeur moyenne des coefficients de corrélation est de 0.94 (contre 0.8 pour les modèles directs). Par rapport aux jeux MO-A, -B, -C et -D, ces valeurs deviennent 50 % (contre 70 %) et 0.88 (contre 0.7). Ceci rend le modèle issu de l'inversion des jeux AB plus robuste pour expliquer le signal MO, en comparaison du modèle direct ajusté en fonction du signal AB.

Comme contrainte par la faible incertitude, la position finale des dipôles en latitude

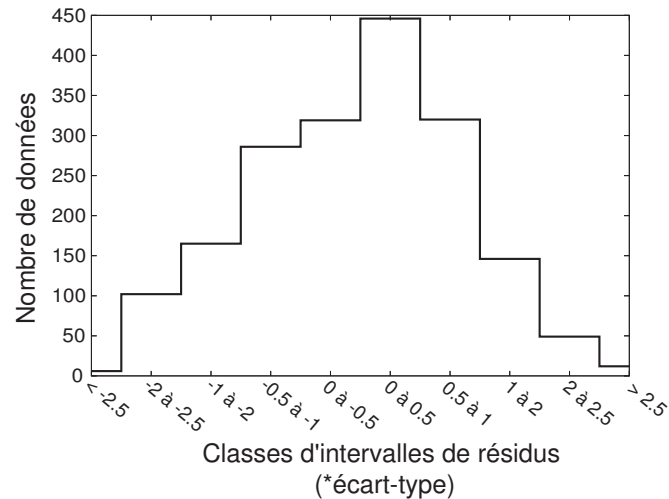


FIG. 7.19 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion conjointe des jeux AB-A, -B, -C et -D.

et longitude reste proche de la position *a priori*. Les paramètres du dipôle AB-A sont tous très proches par les estimations *a priori*. Pour les profondeurs des autres sources, on observe que les dipôles AB-B et -C ont une profondeur plus faible à la fin de l'inversion (22 et 83 km, respectivement). L'intensité du moment du dipôle AB-B a aussi diminué pour compenser sa remontée vers la surface. L'effet inverse a lieu pour le dernier dipôle, qui se retrouve à 139 km de profondeur avec un moment dipolaire intense de $1.6 \cdot 10^{16}$ A.m².

En comparant les dipôles entre eux, le dipôle AB-A apparaît plus important que le dipôle AB-B, qui est très profond et peu intense. Ainsi, une seule source (AB-A) pourrait suffire à prédire les signaux des jeux AB-A et -B. Néanmoins, les prédictions avec cette configuration à trois sources sont moins bonnes qu'avec celle à quatre sources (résultats non présentés). De même, la source AB-D est très profonde et relativement peu intense par rapport au dipôle AB-A plus proche de la surface. Ces deux anomalies (AB-B et -D) sont moins significatives que les deux autres, donc l'inversion a tendance à privilégier les sources des anomalies les plus marquantes.

Lorsque ces dipôles sont utilisés pour prédire toutes les données AB de la zone d'étude, les rapports entre r.m.s. des résidus et r.m.s. observés augmentent : 42 % en AB pour la composante B_r (contre 32 % précédemment). En revanche, pour expliquer toutes les données MO, les rapports sont équivalents : 50 %. Il aurait fallu d'autres dipôles pour expliquer les anomalies moins significatives.

Ces rapports sont équivalents si toutes les mesures AB de la zone d'étude sont inversées.

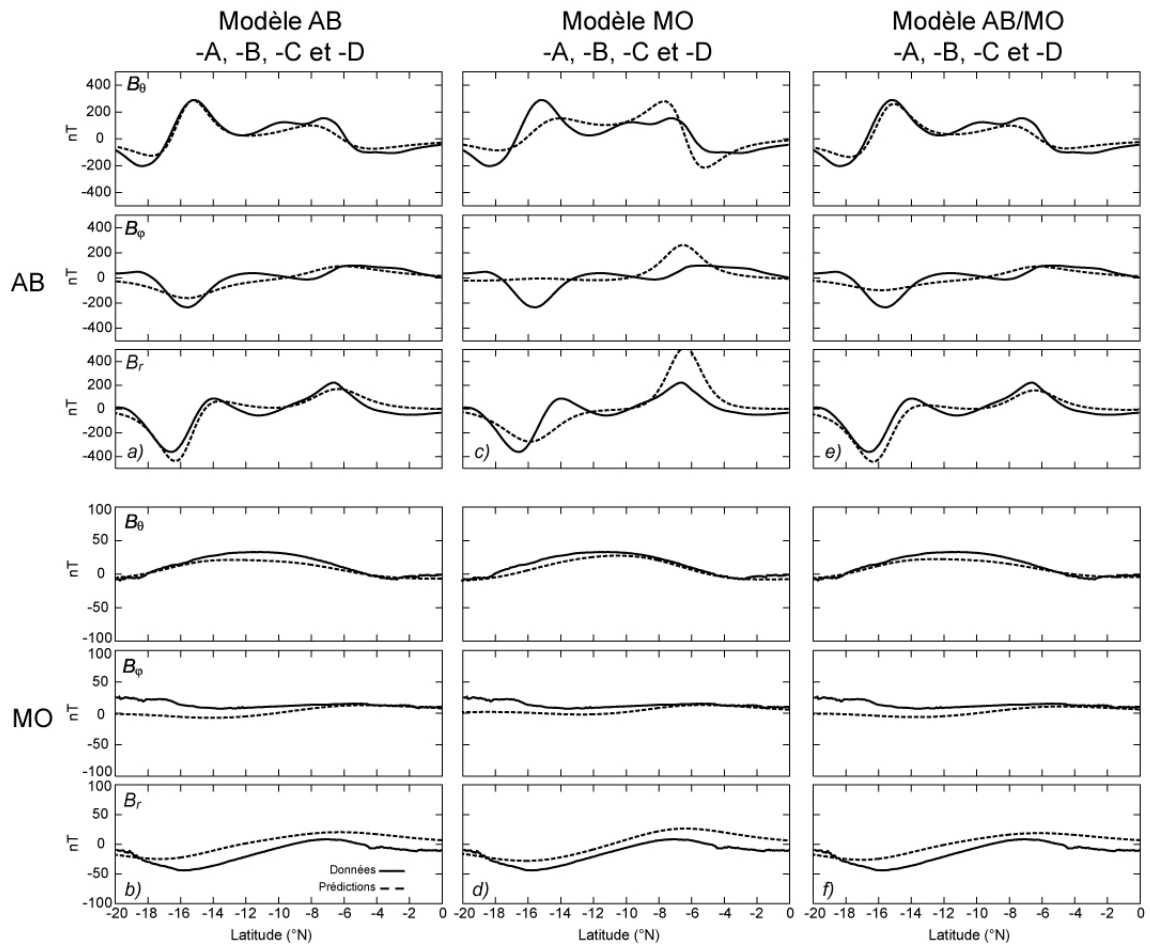


FIG. 7.20 – Comparaison entre profils AB et MO observés et prédits pour les modèles issus des inversions conjointes des jeux AB-A, -B, -C et -D (gauche), MO-A, -B, -C et -D (centre), et AB/MO-A, -B, -C et -D (droite).

Inversion des anomalies MO

Comme précédemment, les différents jeux de données sont d'abord inversés séparément pour contraindre la profondeur des dipôles. Ensuite, les résultats d'une inversion conjointe sont présentés.

L'incertitude des mesures est fixée à 10 %, jamais inférieure à 8 nT. Le moment des dipôles est *a priori* égal à $1 \cdot 10^{16}$ A.m², avec une incertitude de 100 %, tandis que l'inclinaison et la déclinaison sont issues des modèles directs MO, avec une incertitude de 10°. La latitude et la longitude dérivent aussi des modèles directs MO (valeurs similaires à celle des modèles directs AB), avec une incertitude de 1 km pour empêcher les sources de trop bouger.

Les valeurs et incertitudes possibles des profondeurs sont équivalentes aux tests d'inversion avec les jeux AB séparés. Les résultats sont présentés sur la Figure 7.21.

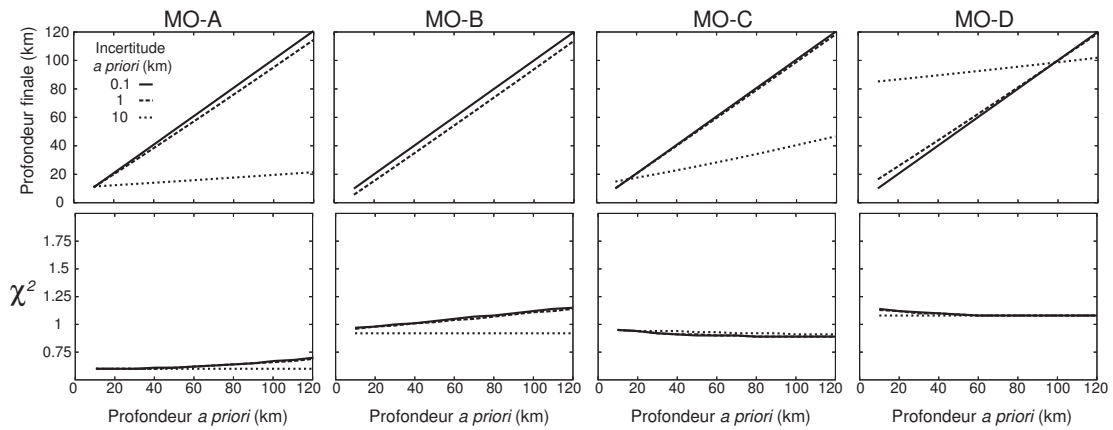


FIG. 7.21 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux MO-A), -B, -C et -D en fonction de la valeur *a priori* de la profondeur du dipôle correspondant.

Ils indiquent des résultats assez différents par rapport aux tests d'inversion avec les jeux AB séparés (Figure 7.18). Mis à part pour le dipôle MO-D, les tests ne permettent pas d'estimer raisonnablement la profondeur *a priori*. En effet, celle des dipôles MO-A et -B est probablement inférieure à 10 km, ce qui paraît peu vraisemblable compte tenu de l'altitude des données. Le dipôle MO-C a peut-être une profondeur inférieure à 40 km, mais le comportement du χ^2 fait plutôt penser à une source profonde.

En fait, les données MO seules ne permettent pas de déterminer la profondeur des sources. Elles contraignent plus l'influence régionale de la source, liée à son moment dipolaire et sa localisation en E-W et N-S. La modélisation directe des données MO ne nous avait pas permis non plus de déterminer de bonnes profondeurs *a priori*. Pour l'inversion

conjointe des jeux MO-A, -B, -C et -D, les résultats de ces tests d'inversion des jeux MO séparés, avec une incertitude sur la profondeur de 1 km. Les paramètres *a priori* et finaux avec leur incertitude associée sont indiqués dans le Tableau 7.9.

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{16} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
MO-A	-6.80 (0.02)	65.00 (0.02)	20.0 (1.0)	1.0 (1.0)	-30.0 (10.0)	20.0 (10.0)
MO-B	-6.50 (0.02)	69.00 (0.02)	20.0 (1.0)	1.0 (1.0)	-70.0 (10.0)	20.0 (10.0)
MO-C	-15.80 (0.02)	71.00 (0.02)	100.0 (1.0)	1.0 (1.0)	80.0 (10.0)	10.0 (10.0)
MO-D	-7.30 (0.02)	58.50 (0.02)	60.0 (1.0)	1.0 (1.0)	0.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
MO-A	-7.03 (0.01)	65.01 (0.01)	17.25 (0.9)	1.1 (0.1)	-13.2 (0.1)	38.7 (0.1)
MO-B	-6.46 (0.01)	69.02 (0.01)	18.14 (0.9)	0.8 (0.1)	-90.0 (0.1)	-
MO-C	-15.76 (0.01)	71.00 (0.01)	98.48 (0.9)	1.4 (0.1)	78.9 (0.1)	8.1 (0.1)
MO-D	-7.38 (0.01)	58.49 (0.01)	57.62 (0.9)	1.1 (0.1)	-9.3 (0.1)	12.0 (0.1)

TAB. 7.9 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux MO-A, -B, -C et -D.

Ils confirment que les données MO contraignent les paramètres du moment dipolaire, car leurs incertitudes finales diminuent de plus de 90 % pendant l'inversion. Les autres paramètres étaient déjà contraints par la position des anomalies et par les tests précédents. La répartition finale des résidus est tout à fait satisfaisante (Figure 7.22).

Ces dipôles sont utilisés pour prédire les signaux MO et AB de chaque anomalie (voir Figure 7.20). Les rapports entre r.m.s. des résidus et r.m.s. des observations pour les jeux MO-A, -B, -C et -D sont en moyenne de 40 % pour la composante B_r . La valeur moyenne des coefficients de corrélation est de 0.93. Ce modèle est donc meilleur pour expliquer le signal MO par rapport au modèle issu de l'inversion des données AB. Par contre, pour expliquer le signal AB, il est bien moins bon : les valeurs deviennent 93 % pour les rapports de r.m.s. et 0.7 pour les coefficients. Ainsi, l'erreur du modèle MO pour expliquer les signaux AB est beaucoup plus grande que l'erreur du modèle AB pour expliquer les signaux MO. Ceci s'observe aussi pour la composante B_θ .

La plupart des paramètres ont des valeurs finales proches des valeurs *a priori*. Seules les inclinaisons des dipôles MO-A et -B varient de façon conséquente. Tandis que le moment de la première source s'horizontalise, celui du second dipôle devient complètement vertical. Ce comportement a déjà été mis en évidence lors de l'inversion conjointe des

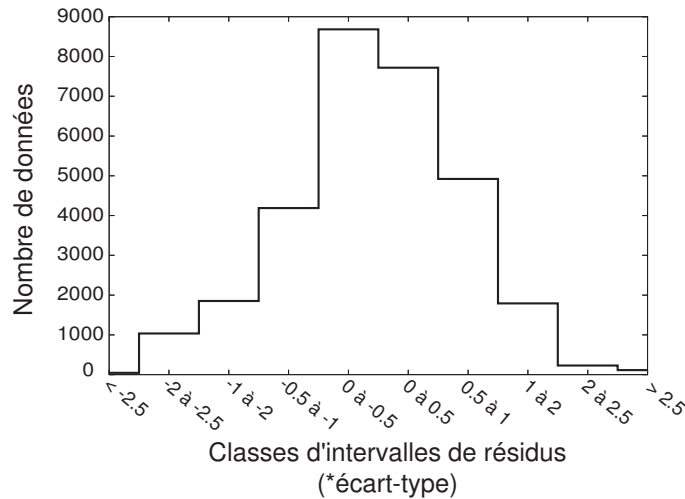


FIG. 7.22 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion conjointe des jeux MO-A, -B, -C et -D.

jeux AB (voir Tableau 7.8).

Au final, mis à part l'inclinaison verticale et la position du second nommé, les paramètres des deux sources MO-A et -B sont équivalents. Ces deux anomalies constituent la partie nord d'une seule et même anomalie MO, ce qui explique la similarité entre ces sources. Par rapport au modèle issu de l'inversion des jeux AB, ces deux dipôles sont beaucoup plus proches de la surface (Tableau 7.8). Notamment, le second est remonté de 65 km, alors que l'intensité de son moment est restée la même. Ainsi, il devient aussi significatif à haute altitude que le premier. Ce dernier est d'ailleurs 40 km plus au sud que son équivalent AB. Ces deux sources superficielles pourraient correspondre à une seule formation aimantée, allongée en E-W.

Le troisième dipôle est 77 km plus profond que son équivalent issu de l'inversion AB. Néanmoins, son moment est un peu plus intense et plus incliné. Le dernier dipôle MO-D est plus superficiel et moins intense que son homologue AB. Il est mieux caractérisé par les données MO que par les données AB.

Lorsque l'on utilise ces dipôles pour prédire toutes les données MO, le rapport entre r.m.s. des résidus et r.m.s. observés est de 47 %, avec un coefficient de corrélation égal à 0.88, pour la composante B_r . Encore une fois, le signal MO mesuré sur certains passages n'est pas prédit par ces dipôles, même si cette erreur est moins importante que l'erreur faite par les dipôles AB pour prédire toutes les mesures AB. Inverser totalement les mesures MO ne change rien.

Inversion des jeux AB + MO combinés

Pour expliquer les deux signaux, les données AB et MO ont été inversées conjointement. Comme précédemment, une recherche sur la profondeur des dipôles a été faite pour chaque jeu AB/MO-A, -B, -C et -D. Ces derniers sont composés de toutes les mesures AB disponibles, avec une sélection des données MO pour réduire leur poids dans l'inversion.

Lorsque l'altitude est inférieure à 250 km, l'incertitude associée aux mesures est de 25 % (seuil minimum : 50 nT), contre 10 % (8 nT) lorsque l'altitude est plus grande. Pour les tests sur la profondeur de chaque dipôle, les paramètres et incertitudes *a priori* sont équivalents à ceux des tests n'utilisant que les mesures AB (voir paragraphe 7.2.3). La Figure 7.23 présente les résultats.

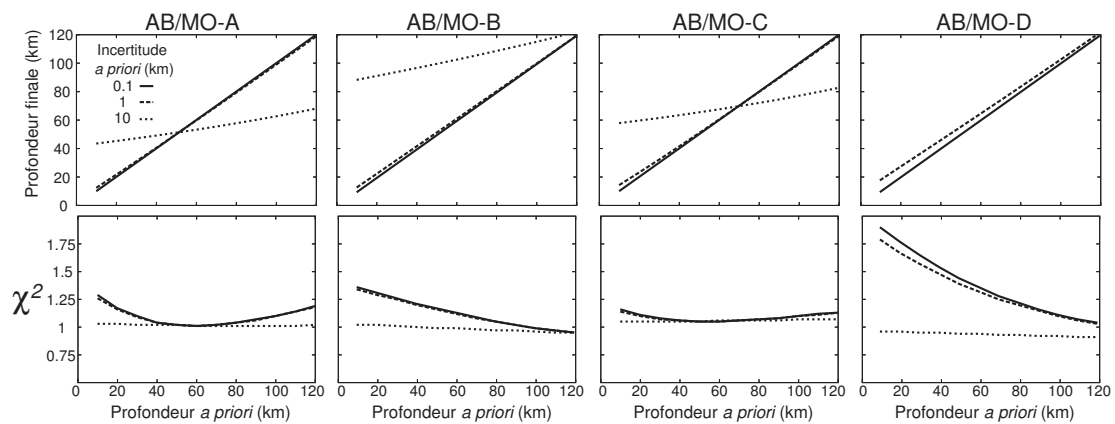


FIG. 7.23 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour les inversions séparées des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D en fonction de la valeur *a priori* de la profondeur du dipôle correspondant.

Par rapport aux dipôles AB-A et -C (Figure 7.18), les sources AB/MO-A et -C sont plus profondes de 10 et 30 km. Ceci est bien sûr lié à l'influence des données MO qui ont tendance à enfouir les sources. Les deux autres dipôles sont toujours plus profonds que 100 km. En revanche, on ne retrouve pas les incohérences des tests d'inversions MO (Figure 7.21), car la profondeur des dipôles est bien contrainte par les données AB.

Pour l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D, les paramètres et *a priori* et finaux avec les incertitudes associées sont indiqués dans le Tableau 7.10. Les incertitudes associées aux profondeurs sont un peu plus grandes que celles de l'inversion conjointe des jeux AB. Ceci s'explique par les données MO qui réduisent la capacité de l'inversion à déterminer la profondeur.

La distribution finale des résidus est satisfaisante (Figure 7.24). En moyenne, les rapports entre r.m.s. des résidus sont égaux à 35 % et 36 % des r.m.s. observés, avec des

	λ (d λ)	ϕ (d ϕ)	z (dz)	m (dm)	I (dI)	D (dD)
	°N	°E	km	10^{16} A.m ²	°	°
<i>A priori</i>						
AB/MO-A	-6.30 (0.02)	65.00 (0.02)	50.0 (10.0)	1.0 (1.0)	-50.0 (10.0)	0.0 (10.0)
AB/MO-B	-6.50 (0.02)	69.00 (0.02)	100.0 (10.0)	1.0 (1.0)	-70.0 (10.0)	20.0 (10.0)
AB/MO-C	-15.80 (0.02)	71.00 (0.02)	60.0 (10.0)	1.0 (1.0)	35.0 (10.0)	20.0 (10.0)
AB/MO-D	-7.30 (0.02)	58.50 (0.02)	110.0 (10.0)	1.0 (1.0)	0.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
AB/MO-A	-6.32 (0.01)	65.01 (0.01)	33.0 (3.3)	1.1 (0.1)	-49.6 (0.1)	12.8 (0.1)
AB/MO-B	-6.47 (0.01)	69.00 (0.01)	70.2 (5.6)	0.6 (0.1)	-90.0 (0.1)	-
AB/MO-C	-15.83 (0.01)	70.94 (0.01)	33.9 (3.2)	1.0 (0.1)	42.1 (0.1)	35.9 (0.1)
AB/MO-D	-7.30 (0.01)	58.50 (0.01)	145.4 (7.1)	1.9 (0.1)	-2.7 (0.1)	-14.5 (0.1)

TAB. 7.10 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D.

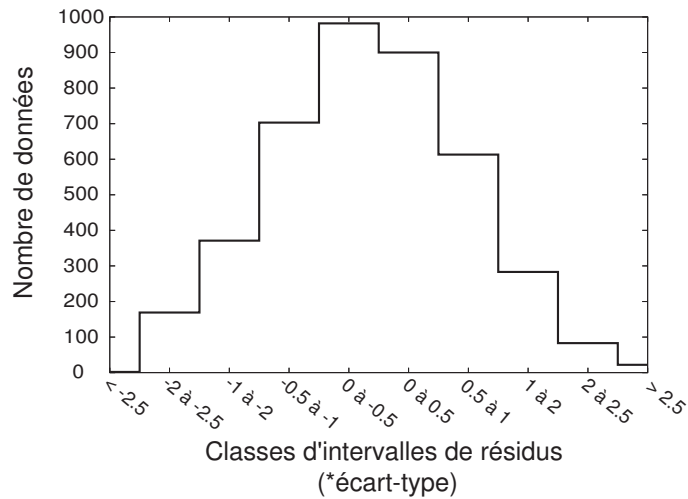


FIG. 7.24 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D.

coefficients de corrélation de 0.94 et 0.95, pour la composante B_r des jeux AB et MO. Ces valeurs prouvent encore une fois l'amélioration apportée par l'utilisation de mesures magnétiques acquises à deux altitudes différentes. On le constate en comparant les profils observés et prédits sur la Figure 7.20.

De même, ces dipôles ont été utilisés pour prédire toutes les données AB et MO de la zone d'étude. Les cartes des anomalies magnétiques prédites présentées sur la Figure 7.25 peuvent être comparées à celles des mesures sur la Figure 7.17. Les rapports de r.m.s. et coefficients de corrélation correspondants sont moins bons pour expliquer toutes ces données, mais restent acceptables. Ceux obtenus en utilisant les dipôles issus de l'inversion de toutes les données AB et MO sont tout à fait équivalents.

L'anomalie MO observée sur la composante B_θ est accompagnée de bords négatifs au nord et au sud qui ne sont pas prédits par le modèle AB/MO (Figures 7.25 et 7.17). Néanmoins, le reste du signal observé semble bien prédit sur toutes les composantes.

Les paramètres sont similaires à ceux de l'inversion AB (Tableau 7.8), sauf peut-être pour la profondeur du dipôle AB/MO-C (33 km). En effet, ce dernier devient aussi profond et intense que dipôle AB/MO-A, même si son inclinaison reste positive. La formation aimantée à l'origine de ces deux anomalies est peut-être la même. En revanche, l'origine commune des anomalies MO-A et -B peut être exclue, car le dipôle AB/MO-B est beaucoup plus profond et faible que son homologue AB/MO-A. En fait, il s'annule au profit de la source A. La dernière source est encore plus profonde, ce qui minimise aussi son influence. Cependant, enlever ces deux sources (AB/MO-B et -D) diminuent tout de même de façon conséquente l'erreur des prédictions.

Comparaison avec des études précédentes

Les anomalies AB-A et AB-C ont été modélisées par [Arkani-Hamed \(2001a\)](#) (anomalies M4 et M5) et [Arkani-Hamed et Boutin \(2004\)](#) (anomalies 1 et 2), en utilisant des corps de forme ellipsoïdale. Les volumes et profondeurs considérées ne sont pas comparables aux modèles présentés dans notre étude. Cependant, les paramètres associés à l'aimantation des deux sources sont indiqués. Ainsi, les intensités d'aimantation sont évaluées par [Arkani-Hamed \(2001a\)](#) à 13 A/m et 11 A/m, avec des inclinaisons de 80° et -88° , et des déclinaisons de 26° et 45° , pour les anomalies M4 (AB-A) et M5 (AB-C). [Arkani-Hamed et Boutin \(2004\)](#) évaluent à 26 A/m l'intensité de l'aimantation associée à la seconde source. Sinon, les paramètres sont similaires à ceux de [Arkani-Hamed \(2001a\)](#).

Toutes ces valeurs sont différentes de celles associées à nos dipôles AB-A et -C, ainsi que AB/MO-A et -C. De plus, les intensités sont toutes aussi éloignées de nos estimations par la modélisation directe (Tableau 7.7).

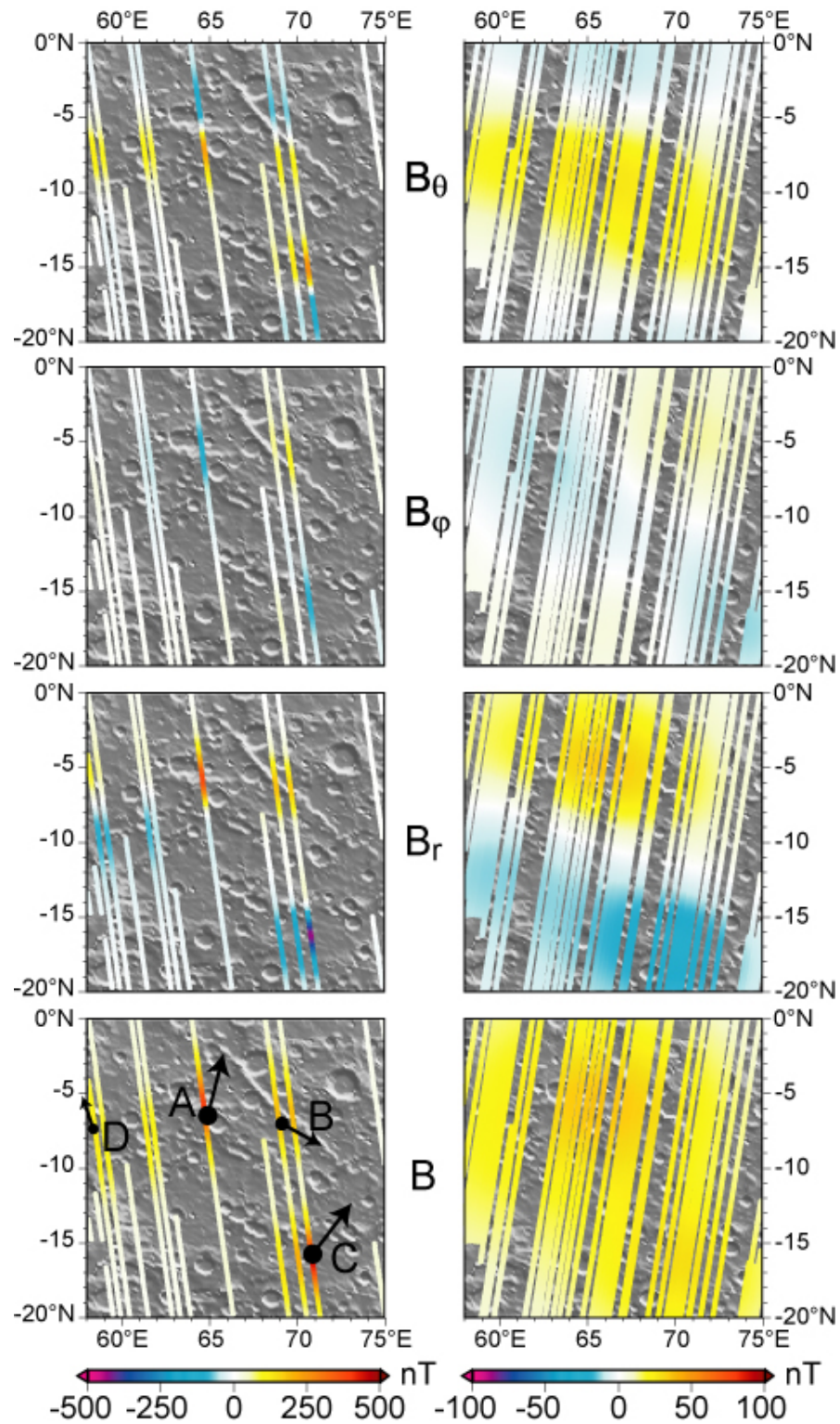


FIG. 7.25 – Données magnétiques AB (gauche) et MO (droite) prédites par les quatre dipôles issus de l'inversion conjointe des jeux AB/MO-A, -B, -C et -D, au-dessus de la région située au sud du volcan Syrtis Major.

Ces différences peuvent s'expliquer par le fait qu'*Arkani-Hamed* (2001a) modélise des anomalies issues d'un développement en harmoniques sphériques du signal AB, au lieu de modéliser directement le signal brut comme ce qui est fait dans notre étude. De plus, la méthode de modélisation est différente. En effet, cet auteur n'a utilisé qu'une approche directe par exploration discrète des paramètres avec calcul de l'erreur associée à chaque configuration. Au final, il obtient l'aimantation verticale intégrée (voir paragraphe 4.1.2). Les paramètres d'orientation de ces corps lui permettent de retrouver la position de paléopôles martiens (voir Chapitre 9).

7.2.4 Conclusions

Cette seconde étude confirme l'intérêt d'utiliser des mesures magnétiques provenant de plusieurs altitudes pour la modélisation des anomalies magnétiques martiennes.

Dans cette région, deux sources (AB/MO-A et -C) correspondraient à une ou plusieurs formations intensément aimantées située vers 30 km de profondeur. La seconde source paraît trop profonde pour être associée au cratère d'impact altéré visible à cet endroit sur la Figure 7.13. De même, la structure longiligne au nord-est n'est probablement pas à l'origine de l'anomalie magnétique AB-B, car le dipôle correspondant est profond de 70 km.

7.3 Hémisphère Nord

La troisième zone étudiée se trouve entre (55°N, 15°E) et (72°N, 32°E). Elle est située au nord de la dichotomie martienne, dans les plaines de Vastitas Borealis.

7.3.1 Cadre de la zone d'étude

Son altitude diminue très légèrement vers le nord-ouest (Figure 7.26). La surface paraît "grumelée" de petits hauts topographiques, mais la résolution de la carte topographique présentée ne permet pas d'examiner ces structures en détail. Quelques cratères parsèment le terrain. La plupart ont des bords à éjectas lobés, indiquant l'abondance de volatiles dans la croûte impactée. Un cratère très altéré est situé en (64°N, 29°E). C'est le seul qui ait un diamètre aussi grand (environ 80 km). Quatre autres n'excèdent pas 30 km de diamètre dans le centre de la zone. Un de ces bassins se démarque par sa profondeur inférieure à -4.5 km en (61°N, 24°E). Tous les cratères restants ont des diamètres inférieurs à 5 km. Une dépression NE-SW se distingue en (62°N, 26°E) : elle paraît formée de plusieurs cratères altérés. Enfin, la partie sud-est plus élevée correspond à la bordure nord-ouest d'un cratère situé hors de la zone.

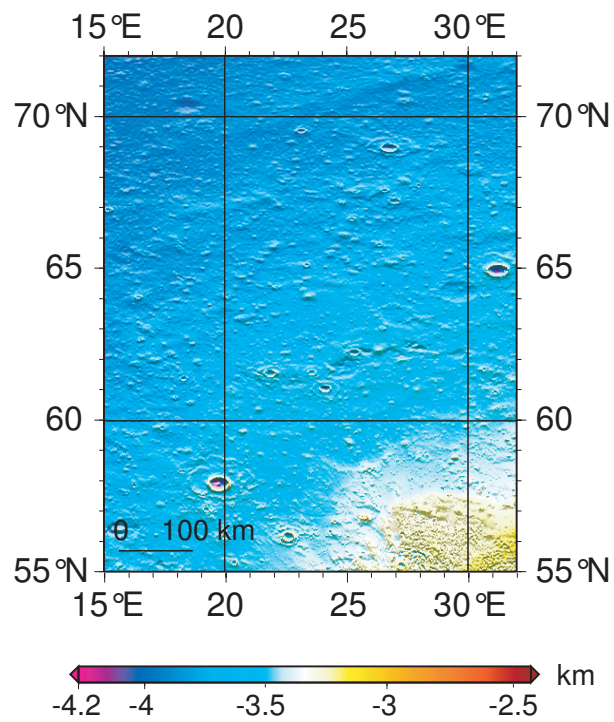


FIG. 7.26 – Carte topographique de la zone d'étude située au nord de la dichotomie martienne, superposée sur le relief. La projection de la carte initiale rend l'échelle E-W très étirée au nord de la région.

Cette rareté des grands bassins d'impact rend difficile la détermination de l'âge de la surface par la méthode du compte de cratères, car les images utilisées ne permettent pas de compter raisonnablement tous les petits cratères. La surface doit probablement être plus jeune que celle des précédentes régions, puisque peu de gros cratères sont visibles. Selon la carte stratigraphique de [Tanaka et Scott \(1987\)](#), les formations affleurant dans cette région datent du milieu de l'Amazonien (vers 2.0 Ga). Ces auteurs les définissent par des unités récentes d'origine fluviale, superposées sur le substrat rocheux initial (volcanique ?) Hespérien des plaines de Vastitas Borealis.

Selon l'instrument TES ([Bandfiel et al., 2000](#)), la surface de cette région a une composition basaltique un peu différente de celle associée aux hauts plateaux du sud (voir Figure 2.6). Cette observation est cohérente avec celles d'OMEGA, qui indique une surface un peu plus pauvre en clinopyroxènes par rapport au sud (voir Figure 2.7). Peu de données sont disponibles pour la région étudiée. De plus, l'albédo de l'hémisphère nord est assez intense, probablement dû à la présence d'une fine couche de poussière soulevée lors des tempêtes. Ainsi, cette pellicule empêche une détermination rigoureuse de la minéralogie par télédétection.

Plusieurs anomalies gravimétriques existent dans cette région en (63°N, 27°E), (57°N, 25°E) ou encore (65°N, 17°E) (Figure 7.27). Il est difficile de les corrélérer à des structures visibles à la surface. Néanmoins, leur forme arrondie peut indiquer la présence de cratères d'impact complètement enfouis sous les coulées volcaniques et les dépôts fluviaux plus récents, ou simplement, des formations plus ou moins denses que leur encaissant en profondeur.

7.3.2 Analyse des données magnétiques

Les mesures AB et MO acquises par MGS au-dessus de la région d'étude sont présentées sur la Figure 7.28. La projection de la carte arrondit la trajectoire du satellite. Le nombre de mesures vectorielles MO (côté nuit ; 9847 points) est trois fois plus important que celui des mesures AB (côté jour ; 3324 points). L'altitude de mesure varie entre 117 et 250 km pour le jeu AB, 414 et 417 km pour le jeu MO. Pour les orbites AB SE-NW, l'altitude est décroissante vers le nord, au contraire des orbites AB SW-NE. L'incohérence latérale entre traces AB voisines est due à des périapses différents (par exemple, entre les 4 traces SE-NW situées dans la partie ouest de la région).

Une anomalie étirée en E-W (ou ENE-WSW) se distingue vers (62.5°N, 25°E) sur les données AB (composante *B*). Son amplitude ne dépasse pas 125 nT en valeur absolue, quelque soit la composante. À haute altitude, le signal de cette anomalie est très flou,

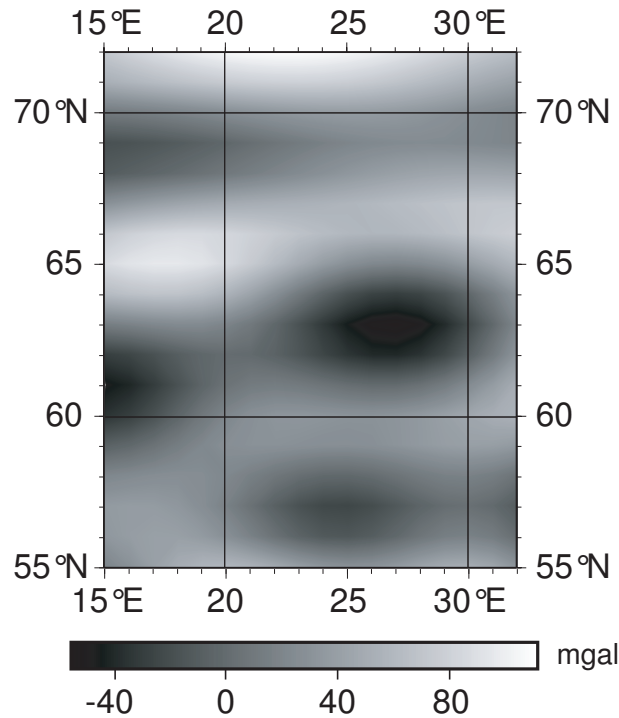


FIG. 7.27 – Carte des anomalies gravimétriques de la zone, révélées par la mission MGS, d'après [Yuan et al. \(2001\)](#).

car les mesures paraissent très bruitées. Néanmoins, la forme E-W de la partie négative de l'anomalie AB est distinguable sur la carte de la composante B_r . L'amplitude de cette anomalie est de 20 nT en valeur absolue (les mesures plus fortes sont bruitées). Ceci diminue la capacité de l'inversion à retrouver les paramètres des sources de façon rigoureuse. Néanmoins, cette anomalie magnétique est une des plus remarquables de tout l'hémisphère nord.

L'absence de structure géomorphologique particulière dans la région empêche l'interprétation géologique *a priori* du signal magnétique. De plus, le signal gravimétrique montre une succession d'anomalies (Figure 7.27), alors qu'une seule anomalie est observée sur le signal magnétique.

Dans cette étude, les jeux complets AB et MO seront considérés. Le Tableau 7.11 indique le nombre de mesures et les r.m.s. associés (composante B_r).

7.3.3 Inversion des anomalies magnétiques

Comme pour les études précédentes, les résultats de la modélisation directe sont d'abord présentés, puis servent ensuite d'informations *a priori* pour l'inversion des données

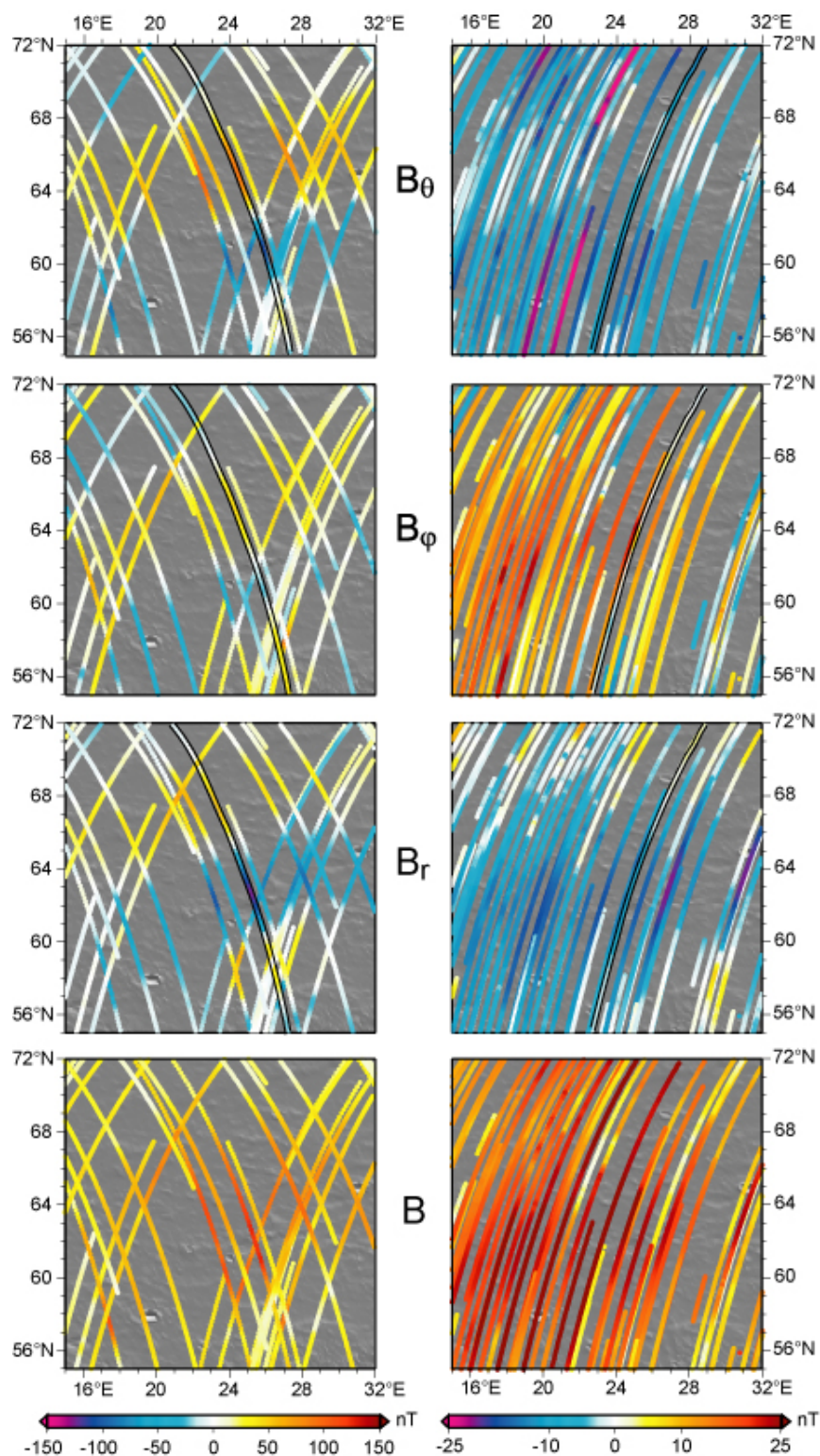


FIG. 7.28 – Mesures magnétiques des phases AB (gauche) et MO (droite) de la mission MGS au-dessus de la région située dans l'hémisphère nord. Les passages bordés de traits pleins noirs sont choisis pour représenter les anomalies.

Jeux de mesures	Nombre	r.m.s. B_r (nT)
<i>AB</i>	3324	37
<i>MO</i>	9847	10

TAB. 7.11 – Nombre de mesures et r.m.s. associés pour les jeux de mesures AB et MO.

AB, MO puis AB+MO.

En utilisant une seule source, seule une partie de l'anomalie AB sur la composante B_r peut être expliquée. Les résultats pour la modélisation directe et l'inversion sont plus robustes avec deux sources.

Modélisation directe

Les meilleurs paramètres des deux sources ajustés en fonction du signal AB sont indiqués dans le Tableau 7.12. Les cylindres sont allongés en E-W. Les rapports entre r.m.s.

Anomalie	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	m (10^{16} A.m ²)	I (°)	D (°)
Sphères						
AB-A	64.0	25.0	80.0	0.9	30.0	0.0
AB-B	58.0	28.0	50.0	0.2	-40.0	0.0
Prismes						
AB-A	63.5 / 65.5	24.0 / 26.0	40 / 80	0.8	15.0	0.0
AB-B	57.0 / 59.0	27.0 / 29.0	30 / 50	0.2	-40.0	0.0
Cylindres						
AB-A	64.0	25.0	80.0	-	30.0	-30.0
AB-B	59.0	28.0	50.0	-	-80.0	0.0

TAB. 7.12 – Paramètres des corps uniformément aimantés issus de la modélisation directe des anomalies AB. L'intensité des aimantations AB-A et -B correspondantes sont 4 A/m pour les sphères, 35 et 15 A/m pour les prismes rectangulaires, 1 A/m pour les cylindres.

des résidus AB et r.m.s. AB observés sont de 55 % pour un coefficient de corrélation de 0.84 en moyenne sur tous les modèles pour la composante B_r . Ces valeurs sont 69 % et 0.47 pour le jeu MO.

Compte tenu de la faiblesse du signal, ces modèles directs AB sont acceptables. Ils prédisent mal le signal MO, car les mesures y sont très bruitées. Les modèles ajustés en fonction de ce signal MO expliquent encore moins bien le signal AB.

Pour chaque source A ou B, les paramètres sont assez proches quelque soit le type de corps aimanté utilisé. Seule l'aimantation du cylindre AB-B est plus inclinée.

Inversion des anomalies AB

Ces modèles directs servent de modèles *a priori* dans une inversion de toutes les données AB de la zone étudiée.

Le bruit est fixé à 22 % de la valeur mesurée, jamais inférieur à 15 nT. Les incertitudes *a priori* des paramètres sont toujours de 100 %, 10°, 10° et 1 km pour l'intensité du moment dipolaire, son inclinaison et sa déclinaison, et sa position.

Le résultat des tests sur les profondeurs *a priori* des deux dipôles est présenté sur la Figure 7.29. L'incertitude associée est de 1 km. Pour le dipôle AB-A, la meilleure profon-

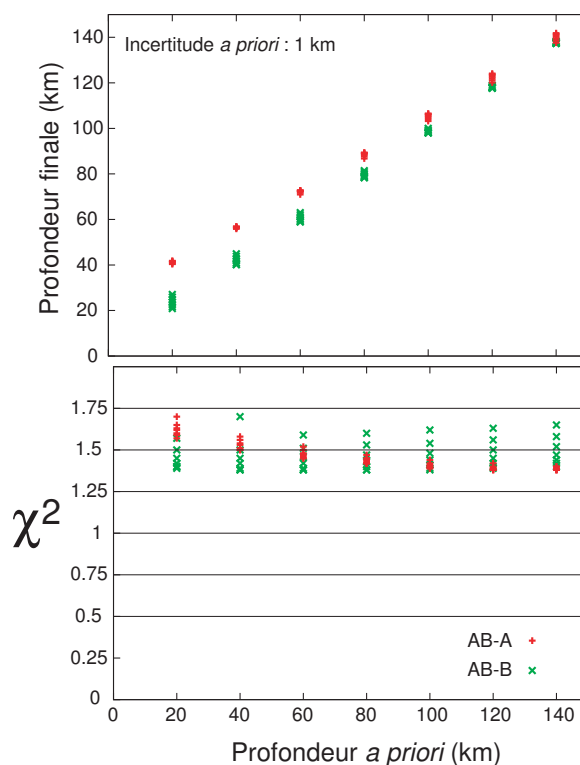


FIG. 7.29 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion des données AB en fonction de la valeur *a priori* des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.

deur *a priori* correspond à 120 km. Cette valeur est supérieure à celle du modèle direct. Le χ^2 final reste à peu près le même quelque soit la profondeur du second dipôle. Le modèle que nous avons retenu correspond à une profondeur de 60 km.

Ainsi, les paramètres *a priori* et finaux des deux dipôles lors de l'inversion de toutes les données AB sont présentés dans le Tableau 7.13. Les incertitudes finales sur les pa-

	λ (d λ)	ϕ (d ϕ)	z (dz)	m (dm)	I (dI)	D (dD)
	°N	°E	km	10^{16} A.m ²	°	°
<i>A priori</i>						
AB-A	64.00 (0.02)	25.00 (0.04)	120.0 (1.0)	1.00 (1.00)	30.0 (10.0)	0.0 (10.0)
AB-B	58.00 (0.02)	28.00 (0.04)	60.0 (1.0)	1.00 (1.00)	-40.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
AB-A	64.28 (0.01)	24.78 (0.03)	122.0 (0.9)	1.66 (0.02)	24.6 (0.1)	-32.1 (0.1)
AB-B	58.18 (0.01)	28.08 (0.03)	62.1 (0.9)	0.46 (0.01)	-19.9 (0.1)	-57.9 (0.1)

TAB. 7.13 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données AB.

ramètres associés à la position des dipôles ont peu diminué, contrairement à celles des paramètres associés à l'aimantation. La répartition des résidus est très satisfaisante (Figure 7.30).

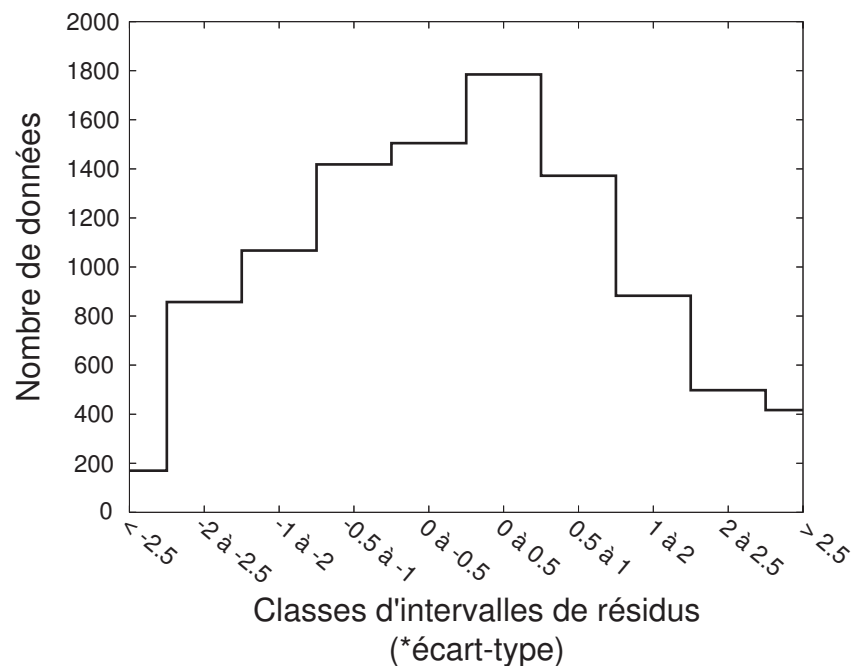


FIG. 7.30 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion des données AB.

Les deux dipôles sont utilisés pour prédire un profil AB et un profil MO sur la Figure 7.31.

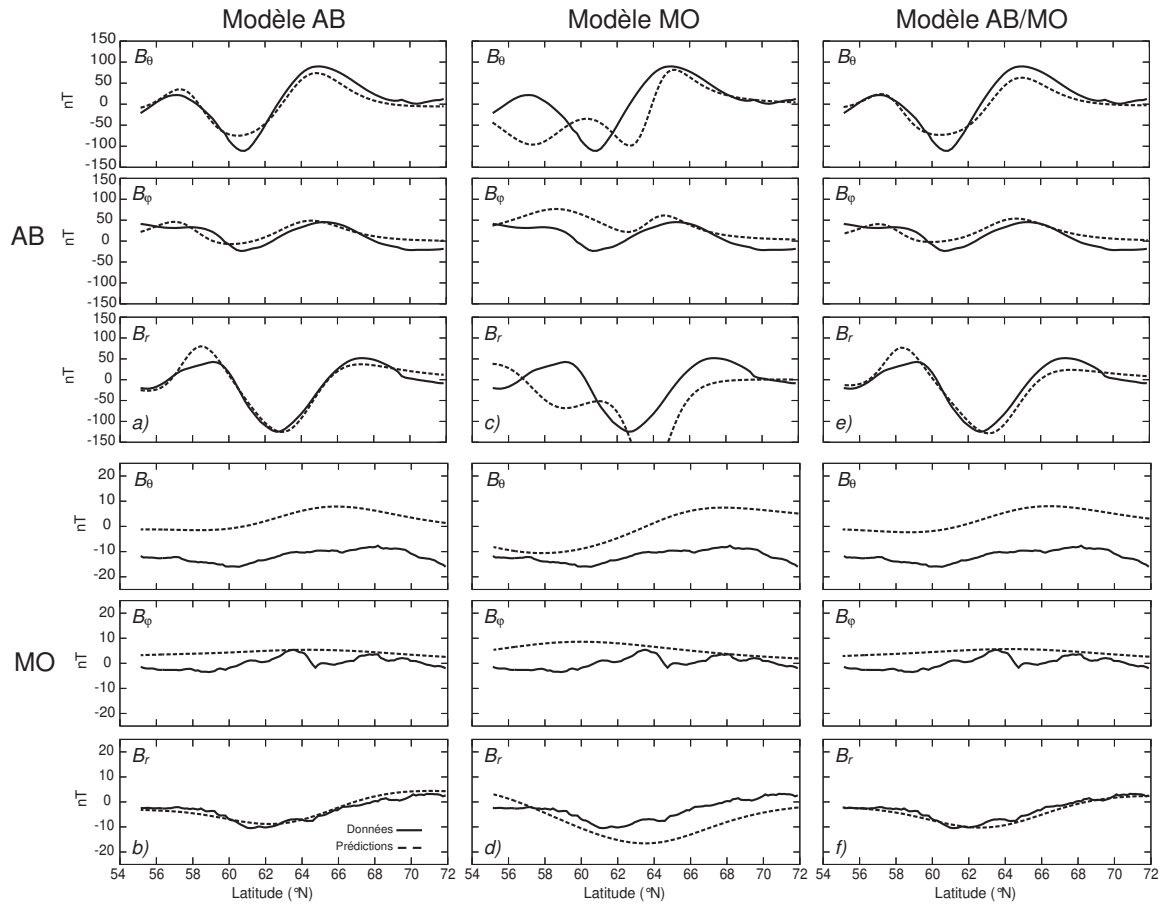


FIG. 7.31 – Comparaison entre profils AB et MO observés et prédits pour les modèles issus des inversions AB, MO et AB/MO.

Le rapport entre r.m.s. des résidus et r.m.s. observés pour tout le jeu AB est égal à 50 % avec un coefficient de corrélation de 0.88, pour la composante B_r . Par rapport au jeu MO, ces valeurs deviennent 65 % et 0.50. Ainsi, ce modèle à deux dipôles issu de l'inversion des données AB est meilleur pour prédire les jeux de mesures AB et MO que le modèle direct correspondant. Néanmoins, l'erreur reste élevée par rapport aux modèles inverses dans les autres régions. Ceci est lié au calcul du rapport entre r.m.s. des résidus et r.m.s. observés. Lorsque l'anomalie magnétique est peu intense, un écart de un ou deux nanoteslas entre prédictions et observations va changer radicalement ce rapport.

Pendant l'inversion, les paramètres des deux dipôles n'ont pas beaucoup varié, sauf l'inclinaison et la déclinaison du second.

Inversion des anomalies MO

L'incertitude associée à ces mesures est fixée à 8 nT. Les valeurs et incertitudes *a priori* des paramètres sont équivalentes à celles de l'inversion AB. Les résultats des tests sur les profondeurs des deux dipôles sont présentés sur la Figure 7.32. L'incertitude sur la profondeur est égale à 1 km (les résultats avec 10 km sont tout à fait équivalents).

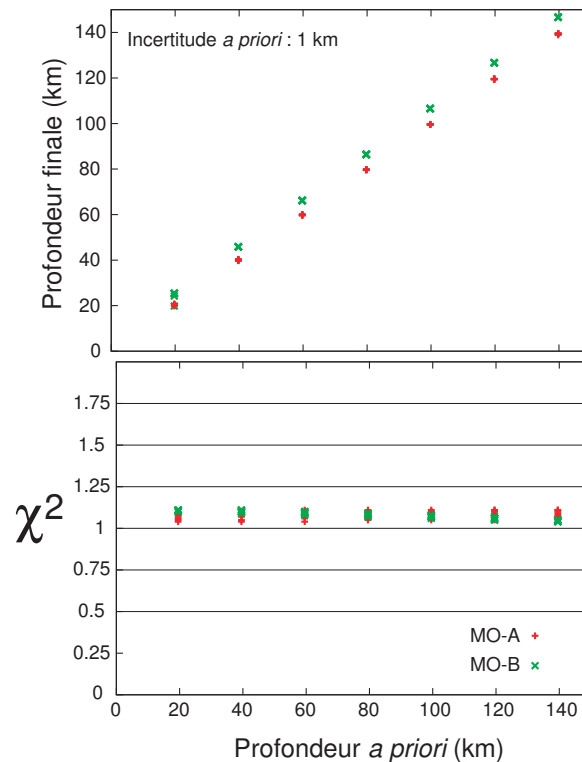


FIG. 7.32 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion des données MO en fonction de la valeur *a priori* des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.

Il semble que les comportements de la profondeur des dipôles et du χ^2 soient inversés par rapport aux tests sur la profondeur avec les mesures AB. Ainsi, parmi les modèles donnant un χ^2 minimum, celui où les profondeurs *a priori* des dipôles MO-A et -B sont égales à 20 et 140 km a été retenu.

Les paramètres *a priori* et finaux des deux dipôles pour l'inversion de toutes les données MO sont présentés dans le Tableau 7.14. Alors que le moment dipolaire, l'in-

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{16} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
MO-A	64.00 (0.02)	25.00 (0.04)	20.0 (1.0)	1.00 (1.00)	30.0 (10.0)	0.0 (10.0)
MO-B	58.00 (0.02)	28.00 (0.04)	140.0 (1.0)	1.00 (1.00)	-40.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
MO-A	63.96 (0.01)	25.06 (0.03)	20.1 (0.9)	0.40 (0.01)	80.9 (0.1)	-119.0 (0.2)
MO-B	58.05 (0.01)	27.98 (0.03)	147.0 (0.9)	1.94 (0.03)	-23.1 (0.1)	36.9 (0.1)

TAB. 7.14 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion des données MO.

clinaison et la déclinaison sont contraints par l'inversion, l'incertitude sur les paramètres associés à la position des dipôles reste du même ordre de grandeur, ce qui indique qu'ils étaient déjà bien contraints. La répartition des résidus est satisfaisante (Figure 7.33).

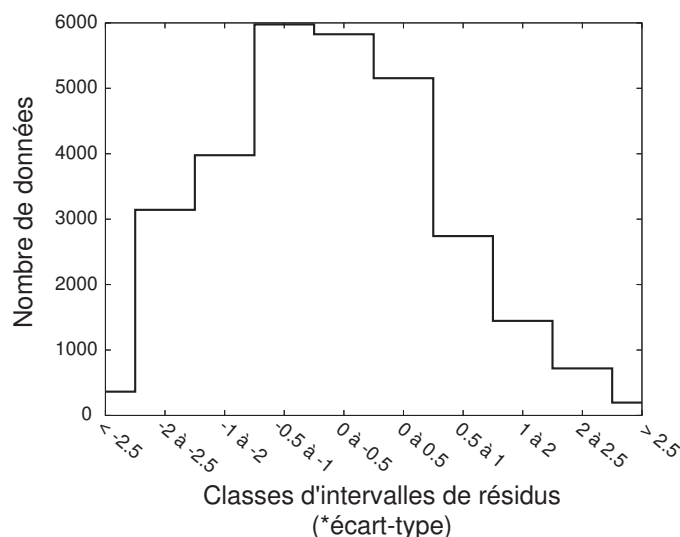


FIG. 7.33 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion conjointe des données MO.

Les profils AB et MO prédits sont montrés sur la Figure 7.31. Le rapport entre r.m.s.

des résidus et r.m.s. observés est égal à 53 % pour un coefficient de corrélation de 0.52 sur la composante B_r du jeu MO. Ce modèle issu de l'inversion MO est donc meilleur que le modèle AB pour prédire le signal MO. Pour simuler le signal AB, le modèle MO est mauvais (71 % et 0.60).

Durant l'inversion, la source A a encore tendance à se verticaliser, au contraire de la source B. La profondeur et le moment dipolaire du dipôle MO-A sont équivalents à ceux du dipôle AB-B, ainsi que ceux du dipôles MO-B par rapport au AB-A.

Inversion des jeux AB + MO combinés

La robustesse de notre méthode va peut-être s'améliorer en inversant les deux jeux AB et MO de façon conjointe.

Les incertitudes des mesures sont les mêmes que celles correspondant aux inversions séparées AB et MO. Les valeurs et incertitudes *a priori* sont les mêmes que celles de l'inversion AB. Les résultats des tests sur les profondeurs des deux dipôles sont présentés sur la Figure 7.34. L'incertitude est égale à 1 km. La meilleure configuration *a priori*

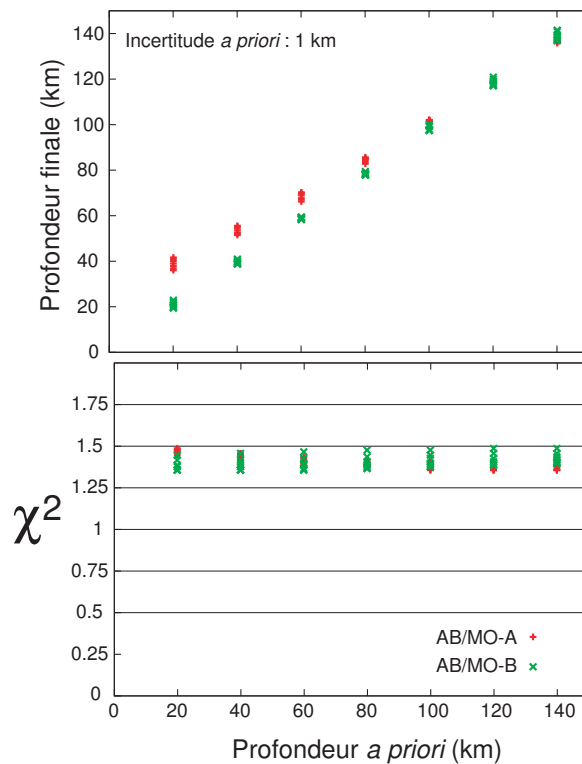


FIG. 7.34 – Évolution de la profondeur finale (haut) et du χ^2 final (bas) pour l'inversion conjointe des données AB et MO en fonction de la valeur *a priori* des profondeurs des dipôles représentant les sources aimantées de la zone d'étude.

correspond à une profondeur aux alentours de 100-120 km pour le dipôle AB/MO-A,

20-40 km pour le dipôle AB/MO-B. Il est difficile de faire ressortir une configuration précise. L'incertitude sur la profondeur sera donc fixée à 10 km, pour laisser l'inversion contraindre ce paramètre. Ainsi, les paramètres *a priori* et finaux des deux dipôles sont indiqués dans le tableau 7.15. Les incertitudes sur la profondeur, le moment dipolaire,

	λ (d λ) °N	ϕ (d ϕ) °E	z (dz) km	m (dm) 10^{16} A.m ²	I (dI) °	D (dD) °
<i>A priori</i>						
AB/MO-A	64.00 (0.02)	25.00 (0.04)	100.0 (10.0)	1.00 (1.00)	30.0 (10.0)	0.0 (10.0)
AB/MO-B	58.00 (0.02)	28.00 (0.04)	30.0 (10.0)	1.00 (1.00)	-40.0 (10.0)	0.0 (10.0)
<i>A posteriori</i>						
AB/MO-A	64.22 (0.01)	24.68 (0.03)	113.5 (2.4)	1.37 (0.03)	31.3 (0.1)	-42.8 (0.1)
AB/MO-B	58.19 (0.01)	28.12 (0.03)	43.7 (4.1)	0.29 (0.02)	-20.0 (0.1)	-69.8 (0.1)

TAB. 7.15 – Paramètres *a priori* et *a posteriori* avec les incertitudes associées pour les dipôles de l'inversion conjointe des données AB et MO.

l'inclinaison et la déclinaison ont diminué durant l'inversion. La distribution finale des résidus suit une courbe gaussienne dont le pic est décalé vers la gauche (Figure 7.35). Ceci indique qu'une partie des données ne sont pas suffisamment bien prédites par le modèle. Cette partie correspond aux mesures MO qui sont assez bruitées. Il n'a pas été possible d'identifier précisément toutes ces mesures.

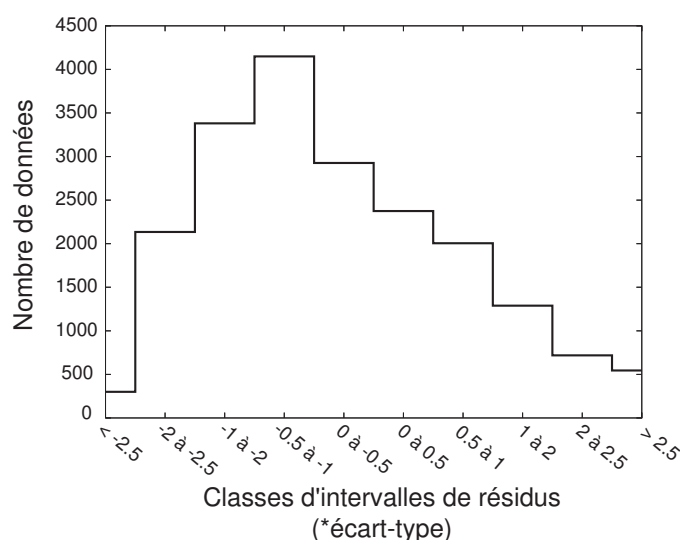


FIG. 7.35 – Répartition des résidus *a posteriori* associés à l'inversion conjointe des données AB et MO.

Les profils AB et MO prédits sont montrés sur la Figure 7.31. Les rapports entre r.m.s.

des résidus et r.m.s. observés sont de 53 % en AB et 55 % en MO, pour des coefficients de corrélation égaux à 0.87 et 0.56, pour la composante B_r . Ces valeurs montrent que la robustesse du modèle est meilleure que celle des deux autres pour prédire les deux types de données. Les cartes des prédictions AB et MO présentées sur la Figure 7.36 permettent de vérifier la qualité du modèle final (surtout pour le signal AB), en les comparant à celles de la Figure 7.28.

À part une intensité plus faible des moments dipolaires, les paramètres des sources sont quasiment équivalents à ceux du modèle AB. Ceci montre que les mesures AB sont déterminantes pour contraindre les sources aimantées de cette région. Le signal de l'anomalie MO est trop faible. En comparant les deux dipôles AB/MO-A et -B ensemble, les paramètres sont relativement différents, alors qu'ils sont voisins d'environ 400 km. Notamment, l'opposition du signe des inclinaisons pourrait refléter des aimantations à deux époques différentes.

Comparaison avec des études précédentes

Les données magnétiques de cette région ont été étudiées par [Arkani-Hamed \(2001a\)](#) et [Hood et Zakharian \(2001\)](#). Les modèles utilisés par ces derniers sont le dipôle et le disque uniformément aimanté. Leurs paramètres sont ajustés par une recherche systématique. Pour le dipôle, ils trouvent une source située à 160 km de profondeur avec un moment de $2.4 \cdot 10^{16}$ A.m². Notre modèle est plus proche de la surface et deux fois moins intense. L'orientation de notre dipôle AB/MO-A dipôle est équivalente à celle de leur dipôle. Ces auteurs estiment l'aimantation équivalente du modèle de disque à 0.9 A/m : cette valeur rejoint celles de nos cylindres horizontaux trouvés lors de la modélisation directe. Quoiqu'il en soit, la conclusion de cette étude rejoint la nôtre : la source aimantée à l'origine du signal magnétique remarquable dans cette région est à plus de 40 km de profondeur. Elle pourrait correspondre à une croûte similaire à celle des hauts plateaux du sud, couverte par une épaisse couche volcanique et sédimentaire.

L'anomalie M3 d'[Arkani-Hamed \(2001a\)](#) correspond aussi à notre région. L'inclinaison et la déclinaison du modèle correspondant à cette anomalie ne sont pas compatibles avec celles de nos dipôles AB/MO-A et -B. En revanche, l'intensité d'aimantation est égale à 5 A/m, ce qui correspond au même ordre de grandeur que celle de nos sphères et celle du dipôle AB/MO-A si celui-ci est une sphère tangente à la surface (2 a/m).

Ainsi, une observation est commune à toutes ces études : l'aimantation de la formation à l'origine de l'anomalie magnétique de cette région est plus faible que l'aimantation des formations aimantées au sud de la dichotomie martienne.

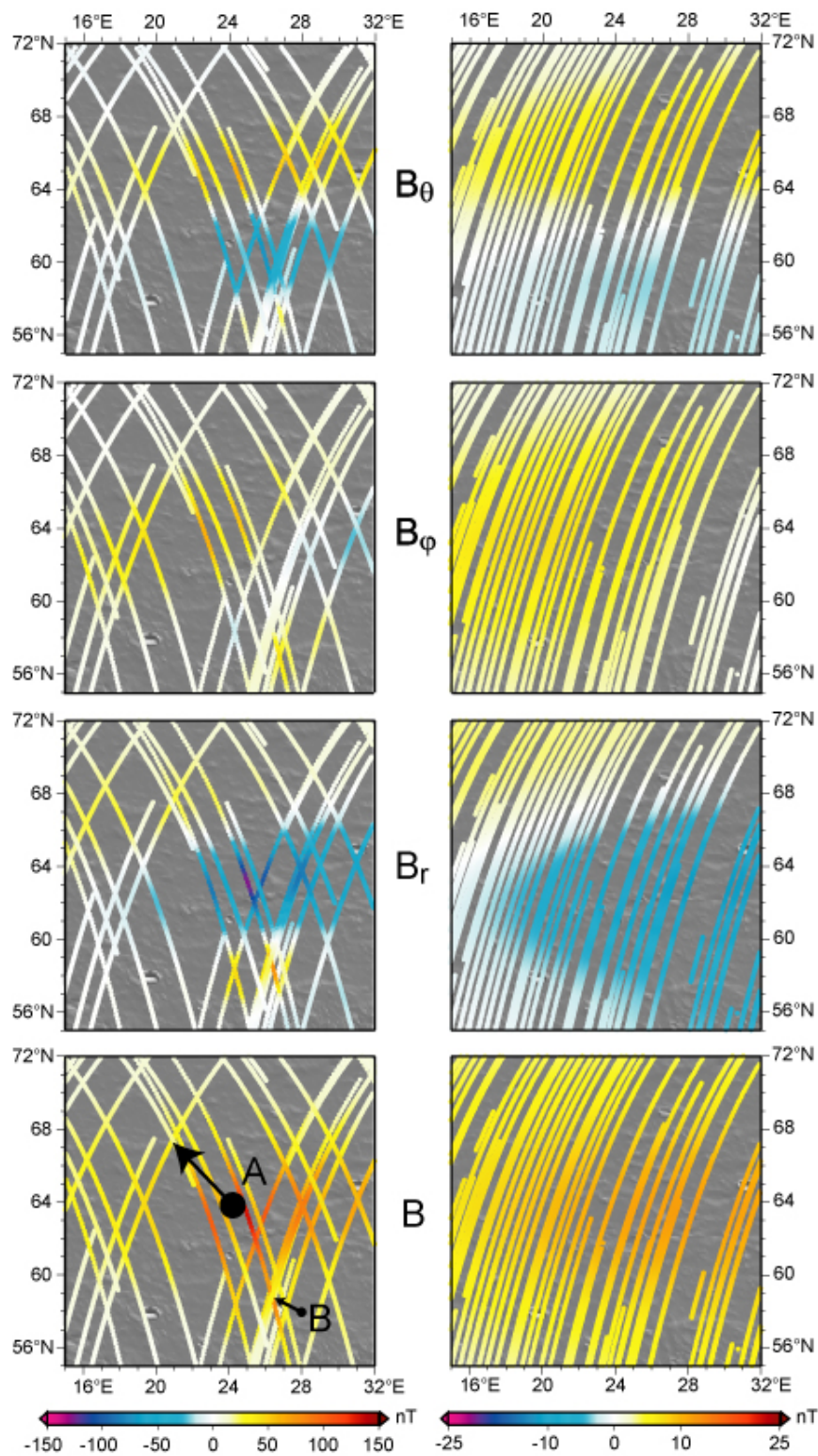


FIG. 7.36 – Données magnétiques AB (gauche) et MO (droite) prédites par les deux dipôles issus de l'inversion conjointe des jeux AB et MO.

7.3.4 Conclusions

Cette étude met encore une fois en évidence l'intérêt de considérer les jeux AB et MO de façon conjointe pour déterminer les paramètres des sources aimantées de la croûte martienne. Par contre, lorsque le signal de l'anomalie est faible dans les mesures MO, inverser les mesures AB seules permet déjà d'obtenir un très bon modèle, ce qui renforce leur intérêt.

Les sources obtenues sont difficilement corrélables avec des structures de surface, ainsi qu'avec l'anomalie gravimétrique. Par rapport aux deux autres régions étudiées, les sources ont une profondeur équivalente, mais une aimantation moins intense.

Il faut cependant rester rigoureux quant à ces résultats, car l'erreur des prédictions par rapport aux observations avoisine souvent 50 %.

7.4 Conclusions sur la modélisation des anomalies magnétiques de ces trois régions

Ce chapitre était consacré à l'application de la méthode développée dans la partie II pour étudier les sources crustales à l'origine de certaines anomalies magnétiques martiennes.

Celles-ci se trouvaient dans la région de Terra Sirenum, au sud de Syrtis Major et dans l'hémisphère nord. Pour chacune d'elles, différentes configurations d'inversion ont été testées, en utilisant soit les mesures AB, soit les mesures MO, ou les deux. Lorsque le signal est fort, comme dans les deux premières régions situées dans l'hémisphère sud, la robustesse de notre approche nécessite l'utilisation des deux types de mesures. Pour la dernière région, le signal est plus faible, ce qui diminue l'intérêt d'utiliser les mesures MO où l'anomalie est moins remarquable. Néanmoins, les anomalies de ces régions sont bien prédites par les dipôles issus des inversions AB+MO.

Les paramètres de ces derniers révèlent des sources très aimantées et d'une profondeur supérieure à 30 km dans la croûte de l'hémisphère sud, alors que celles situées dans la région étudiée de l'hémisphère nord sont aussi profondes, mais faiblement aimantées. Nous discutons plus largement ces résultats dans le chapitre suivant.

Une autre caractéristique révélée par ces études est que des sources voisines n'ont pas forcément les mêmes propriétés. Notamment, l'inclinaison du dipôle peut se renverser en quelques centaines de kilomètres. Ceci indique que les processus et/ou les âges d'aimantation n'étaient pas forcément les mêmes sur toute la planète.

Chapitre 8

Processus géologiques martiens au Noachien

Les résultats concernant les sources crustales aimantées des régions de Terra Sirenum, Syrtis Major et de l'hémisphère nord permettent d'estimer certains paramètres cruciaux pour déterminer les processus géologiques à l'origine de cette aimantation.

Dans ce chapitre, nous discutons d'abord les profondeurs et les intensités d'aimantation trouvées, par rapport à des études précédentes. Dans une seconde partie, différentes hypothèses sont faites. Enfin, un modèle de serpentinisation est présenté pour expliquer la formation de ce matériel aimanté au Noachien.

8.1 Intensité et profondeur des sources aimantées de la lithosphère martienne

Ces deux paramètres contraignent fortement le processus en jeu dans l'acquisition de l'aimantation. À partir des moments des dipôles trouvés pour les trois régions précédentes, il est possible d'évaluer l'aimantation équivalente M^* associée si ces sources sont représentées par des sphères uniformément aimantées. Celles-ci sont tangentes à la surface, et la profondeur de leur centre est égale à la profondeur du dipôle.

Cette approche permet donc d'estimer des valeurs d'aimantation en faisant une hypothèse sur le volume. Celui-ci n'a aucune réalité géologique, comme l'aimantation équivalente. En revanche, les variations sont significatives, et la profondeur du dipôle peut représenter la profondeur maximale de croûte aimantée.

Le Tableau 8.1 présente les valeurs de moments dipolaires et d'aimantation équivalente associées aux sources étudiées précédemment. Seuls les dipôles issus de l'inversion conjointe des données AB et MO sont utilisés. Dans tous les cas, la profondeur des sources est

	λ (°N)	ϕ (°E)	z (km)	m (10^{16} A.m ²)	M^* (A/m)
Terra Sirenum					
<i>AB/MO-A</i>	-32.42	189.91	55.29	3.82	53.95
<i>AB/MO-B</i>	-35.33	198.45	57.64	2.58	32.16
<i>AB/MO-C</i>	-33.12	203.59	31.35	1.85	143.34
Sud de Syrtis Major					
<i>AB/MO-A</i>	-6.32	65.01	33.00	1.10	73.07
<i>AB/MO-B</i>	-6.47	69.00	70.20	0.60	4.14
<i>AB/MO-C</i>	-15.83	70.94	33.90	1.00	61.28
<i>AB/MO-D</i>	-7.30	58.50	145.40	1.90	1.48
Hémisphère Nord					
<i>AB/MO-A</i>	64.22	24.68	113.5	1.37	2.24
<i>AB/MO-B</i>	58.19	28.12	43.7	0.29	8.30

TAB. 8.1 – Paramètres des sources issues de l’inversion des données AB et MO pour chaque région étudiée. Les valeurs d’aimantation M^* correspondent à des sphères uniformément aimantées tangentes à la surface.

supérieure à 30 km. Pour la région de Terra Sirenum, l’aimantation équivalente est supérieure à 32 A/m. L’intensité des sources A et B est proche, alors que celle de la source C est plus grande. En revanche, le volume aimanté est plus petit. La seconde région est caractérisée par des sources fortement aimantées lorsque la profondeur est inférieure à 35 km, et peu aimantées lorsqu’elle est supérieure à 70 km.

La Figure 8.1 représente la variation du moment dipolaire et de l’aimantation équivalente en fonction de la profondeur des sources. Ainsi, pour une même profondeur, les sources de l’Hémisphère Nord ont un moment dipolaire plus faible par rapport à celles de l’Hémisphère Sud. De plus, la diminution de l’aimantation est beaucoup plus intense dans la croûte de l’Hémisphère Sud.

Un modèle de croûte à trois couches d’aimantation équivalente peut être proposé : une première entre 0 et 35 km caractérisée par une intense aimantation supérieure à 60 A/m, une seconde entre 35 et 60 km avec une aimantation moins forte entre 30 et 60 A/m, et une couche profonde d’aimantation très faible inférieure à 5 A/m (Figure 8.2).

Ce modèle peut rappeler la structure de la croûte océanique terrestre décrite par [Dyment et al. \(1997\)](#) et [Dyment et Arkani-Hamed \(1998b\)](#). Néanmoins, il n’est valable que pour la croûte située au sud de la dichotomie martienne. En effet, les sources étudiées dans l’hémisphère nord sont 4 fois moins intenses pour les mêmes profondeurs. Seule une couche d’aimantation inférieure à 10 A/m est présente.

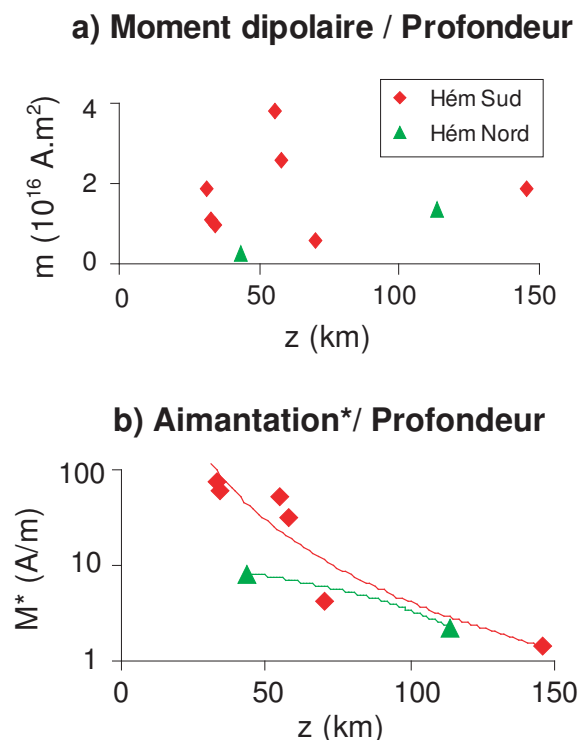


FIG. 8.1 – Moment dipolaire (en haut) et aimantation équivalente M^* (en bas) des sources issues de l'inversion des mesures AB+SPO+MO dans les trois régions étudiées, en fonction de la profondeur. L'échelle pour l'aimantation équivalente est logarithmique. Les courbes du graphique (b) représentent les moyennes pour chaque groupe de points.

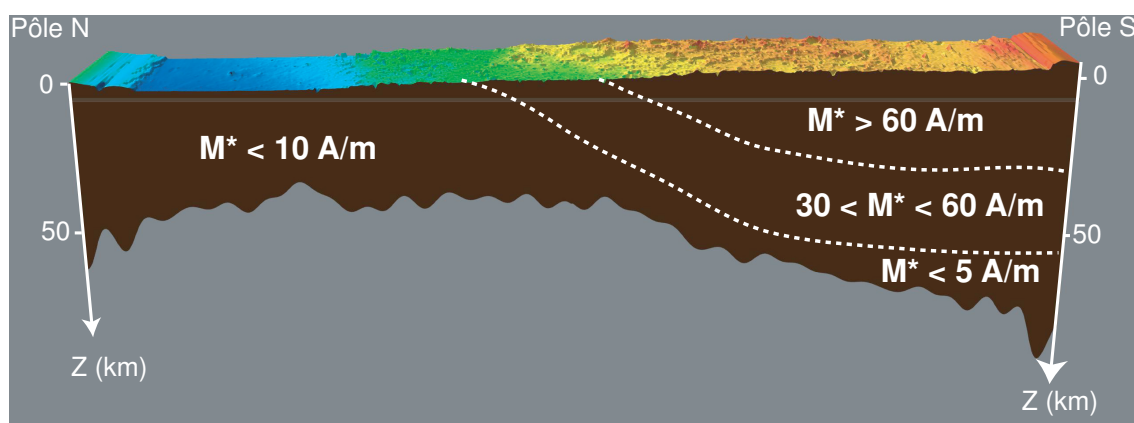


FIG. 8.2 – Schéma montrant les contrastes d'aimantation de la croûte martienne. Le fond correspond à une coupe montrant l'épaisseur de la croûte martienne au niveau du méridien 0° , à partir du modèle de [Zuber et al. \(2000\)](#). Cette coupe provient du site web de l'instrument MOLA de MGS en Novembre 2006 (<http://ftpwww.gsfc.nasa.gov/tharsis/>). Les valeurs d'aimantation sont "équivalentes", c'est à dire qu'il a fallu faire une hypothèse sur le volume aimanté pour les retrouver (voir texte).

Ces résultats peuvent être comparés à ceux d'autres études qui concernent l'aimantation de la croûte martienne. En utilisant les mesures AB, [Arkani-Hamed \(2001a\)](#) a développé un modèle du champ magnétique martien en harmoniques sphériques. Plusieurs anomalies sont modélisées par des prismes uniformément aimantés. Leur intensité varie entre 8.5 et 14.7 A/m pour l'hémisphère sud, tandis que l'anomalie située dans l'hémisphère nord est modélisée par une source de 4.7 A/m. Les volumes de ces corps sont plus importants que ceux de notre étude. [Arkani-Hamed \(2002\)](#) calcule l'aimantation moyenne verticale des premiers 50 km de la croûte martienne. Ses résultats prédisent une croûte très aimantée avec une aimantation pouvant varier de 35 A/m entre les régions étudiées. Il précise aussi que l'absence de signature magnétique liée aux cratères d'impact géants et à la dichotomie indique une croûte supérieure peu aimantée par rapport à la croûte inférieure. Ceci est en désaccord avec notre interprétation. Le même auteur propose ensuite un modèle opposé où la partie supérieure de la lithosphère martienne est plus aimantée (20-30 A/m) que la partie inférieure, à l'image de la lithosphère océanique terrestre ([Arkani-Hamed, 2003](#)). Mais cette seconde couche est beaucoup plus aimantée que son analogue terrestre. La transition entre les deux couches de son modèle se situe vers 30 km contre moins de 2 km pour la lithosphère océanique terrestre. De plus, l'aimantation acquise par les basaltes océaniques frais est bien de l'ordre de 20 A/m sous un champ magnétique de 50000 nT, mais elle décroît vite vers 5 A/m en quelques millions d'années ([Bleil et Petersen, 1983](#)). Néanmoins, ce modèle à deux couches est en accord avec le nôtre, même si les intensités d'aimantation associées sont plus élevées dans notre modèle.

L'intensité de l'aimantation radiale associée à une couche de 50 km d'épaisseur sur toute la planète Mars a été estimée à 20 A/m par [Purucker et al. \(2000\)](#). Ces auteurs utilisent la méthode des dipôles équivalents pour simuler les mesures AB. Une approche similaire a été étendue par [Langlais et al. \(2004\)](#) en considérant les mesures MO en plus. Leur modèle d'aimantation est de +/- 12 A/m pour les 40 premiers kilomètres de la lithosphère martienne. Un modèle plus récent prédit un intervalle d'aimantation de +/- 15 A/m pour la même épaisseur ([Whaler et Purucker, 2005](#)). Néanmoins, il existe un fort contraste entre l'hémisphère nord peu aimanté et l'hémisphère sud très aimanté, surtout au niveau de Terra Sirenum ou Terra Cimmeria.

[Frawley et Taylor \(2004\)](#) ont étudié certaines anomalies magnétiques révélées par les mesures MO. Leur objectif était plus de calculer les directions d'aimantation que les intensités. Une des anomalies étudiées se situe dans la région de Terra Sirenum (voir 7.1.3). L'intensité d'aimantation de leur modèle correspondait à peu près à celle de nos modèles directs. En considérant ces dipôles comme des sphères uniformément aimantées,

les valeurs d'aimantation associées à leurs modèles varient entre 2.0 et 436 A/m. Deux sources situées vers 40 km de profondeur ont une intensité de 71 et 82 A/m, ce qui est assez cohérent avec nos résultats.

En considérant les mesures magnétiques et gravimétriques, [Smrekar et al. \(2004\)](#) ont étudié une partie de la dichotomie martienne située entre 50°E et 90°E. Les modèles directs correspondent à des blocs de 2 à 20 km d'épaisseur situés entre 0 et 30 km de profondeur, avec des intensités d'aimantation de 6, 9, 12 ou 20 A/m suivant l'inclinaison. Ces valeurs rejoignent nos estimations de l'aimantation de la lithosphère martienne située au nord de la dichotomie.

Les résultats présentés dans ce manuscrit sont relativement similaires à ceux d'autres études. Ils convergent vers un modèle de lithosphère martienne plus aimantée que son analogue terrestre. Néanmoins, il existe probablement un contraste d'aimantation corrélé à la dichotomie, ainsi que des variations latérales et verticales dans la lithosphère de l'hémisphère sud.

Les épaisseurs de croûte aimantée des modèles cités plus hauts sont en accord avec les estimations de l'épaisseur de la croûte à partir d'autres données. D'ailleurs, en analysant le spectre d'énergie du champ magnétique martien, [Voorhies et al. \(2002\)](#) trouvent une croûte magnétique de 50 km, comme [Purucker et al. \(2000\)](#). Or, cette valeur est égale à la profondeur moyenne de la croûte martienne dérivée à partir des données gravimétriques en utilisant une densité de 2900 kg.m^{-3} pour la croûte, et 3000 kg.m^{-3} pour le manteau ([Zuber, 2001](#)). Néanmoins, la croûte semble plus épaisse dans l'hémisphère sud. Par exemple, dans la première région étudiée (Terra Sirenum), la racine crustale est estimée à 62 km si l'on prend une élévation moyenne de 2 km pour la topographie. La profondeur maximale des sources aimantées de cette région est proche de cette valeur.

Une autre étude basée sur les mesures géochimiques réalisées sur les météorites SNC et sur le facteur du moment d'inertie polaire de Mars estime l'épaisseur crustale entre 110 et 250 km ([Sohl et Spohn, 1997](#)). Ce modèle permettrait d'expliquer l'aimantation profonde des sources AB/MO-D dans la région située au sud de Syrtis Major, et AB/MO-A située dans l'hémisphère nord.

L'isotherme de Curie limitant l'épaisseur de la croûte magnétique, ces valeurs de profondeur et d'aimantation vont contraindre le type de matériel géologique constituant les formations aimantées de la croûte martienne.

8.2 Processus d'aimantation

Plusieurs hypothèses sont possibles pour expliquer cette intense aimantation. Tout d'abord, cela peut venir d'un champ magnétique plus intense lorsque les roches ont acquis cette aimantation. Ceci implique une dynamo beaucoup plus active que la dynamo actuelle qui a lieu dans le noyau terrestre. Or, la planète Mars est (et était) probablement trop petite pour engendrer une telle dynamo.

Une autre hypothèse est que le matériel aimanté soit très susceptible au champ magnétique. La dernière possibilité est de considérer à la fois un champ magnétique très intense et un matériel crustal très susceptible au champ magnétique.

8.2.1 Matériel crustal aimanté

Tout d'abord, il convient de trouver quels minéraux peuvent être à l'origine de cette aimantation. Sur Terre, les minéraux les plus susceptibles sont principalement les oxydes de fer comme la magnétite, l'hématite, la pyrrhotite ou le fer pur.

En l'absence d'échantillons de roches martiennes, des premières suppositions peuvent être faites en étudiant la minéralogie des météorites martiennes. [Cisowski \(1986\)](#) ont découvert que l'aimantation des météorites martiennes était portée par des minéraux de titano-magnétite (Ti-magnétite). Cependant, la composante rémanente primaire de ces météorites semble assez faible ([Cisowski, 1986](#); [Collinson, 1997](#)). En fait, elles ont aussi acquis une aimantation rémanente visqueuse en restant longtemps proche de la surface. La pyrrhotite a été proposée comme minéral magnétique majoritaire dans les météorites martiennes ([Rochette et al., 2001](#)). Ceci implique une profondeur de l'isotherme de Curie moins importante que pour la magnétite. De plus, la pyrrhotite est plus facilement déstabilisée lors d'un choc que la magnétite. Cette propriété la rend candidate potentielle comme constituant principal de la croûte martienne, car certains cratères d'impacts sont désaimantés. En analysant les carbonates de la météorite la plus vieille, ALH84001, [Weiss et al. \(2002\)](#) ont trouvé de la magnétite et de la pyrrhotite avec une aimantation rémanente stable.

D'autres indices proviennent des mesures effectuées à la surface de Mars par l'atterrisseur Pathfinder et les rovers Spirit et Opportunity. Les aimants de Pathfinder ont en effet collecté de la poussière atmosphérique composée de silicates et de maghémite, avec quelques traces d'hématite et/ou magnétite ([Madsen et al., 1999](#)). Cette poussière semble représentative du sol martien. Néanmoins, elle n'est pas héritée directement de la roche-mère mais se serait plutôt formée par altération hydrique de celle-ci. [Gunnlaugsson \(2000\)](#) a contredit ces résultats en démontrant que la poussière ne représentait pas

le sol environnant. Plus tard, ce même auteur a estimé que la poussière et le sol martien étaient composés de titano-maghémite (Ti-maghémite), formée par oxy-exsolution de Ti-magnétite sans l'intervention de l'eau. Plus récemment, le spectromètre Mössbauer installé à bord du rover Spirit a analysé l'état d'oxydation et la composition en minéraux riches en fer du sol et de certaines roches du cratère Gusev. Il a détecté en quantités variées de l'ilménite, de la magnétite, de l'hématite, de l'oxyde ferrique, de la goethite et des sulfates riches en fer ([Morris et al., 2006](#)). Une roche nommée Clovis est riche en goethite, ce qui indique des conditions de formation en milieu aqueux. La magnétite semble tout de même la phase magnétique majoritaire du sol et des roches de Gusev ([Bertelsen et al., 2004](#); [Haskin et al., 2005](#); [Goetz et al., 2005](#)). [Gunnlaugsson et al. \(2006\)](#) estiment que la maghémite et la magnétite de la poussière et du sol sont issues de l'altération de Ti-magnétite, elle-même dérivée de l'olivine.

L'instrument TES a détecté la présence d'hématite dans Sinus Meridiani (5°S, 0°E), Aram Chaos (3°N, 339°E) et de façon éparse dans Valles Marineris ([Christensen et al., 2001](#)). Ces dépôts sont souvent associés à des roches sédimentaires. Le rover Opportunity a atterri au niveau de Sinus Meridiani. En fait, l'hématite se trouve sous forme de sphérules centimétriques qui recouvrent la surface de ces sites. L'origine de ces sphérules semble liée à l'altération aqueuse de formations riches en sulfates ([Morris et al., 2005](#)). Néanmoins, ces affleurements restent isolés à la surface de Mars. Bien que les oxydes de fer soient abondants dans les régions d'albédo fort, il semble que ce matériel ne constitue qu'une couche centimétrique superficielle correspondant à la poussière. Les régions sombres reflètent alors un sol plus représentatif des roches environnantes. Or, la magnétite a une faible réflectance. Sa présence peut donc être envisagée pour les régions sombres. Mais ce faible signal est aussi un inconvénient, car on ne peut pas la détecter précisément avec un spectromètre comme OMEGA ou ceux des rovers.

À partir d'expériences en laboratoire, [Kletetschka et al. \(2000b\)](#) ont mesuré l'intensité de l'aimantation thermo-rémanente (ATR) de plusieurs minéraux en fonction du champ magnétique ambiant. Leurs tests indiquent que la magnétite et/ ou la pyrrhotite SD sont les minéraux les plus susceptibles de porter une forte ATR. L'hématite MD est aussi possible. D'autres expériences plus récentes ont permis de démontrer que l'aimantation de ces minéraux peut être engendrée par l'aimantation intense de minéraux alentours ([Kletetschka et al., 2005](#)). La présence d'une dynamo lors de la seconde aimantation n'est alors pas obligatoire. [Robinson et al. \(2002\)](#) ont enfin évoqué le magnétisme "en lamelles" de séries à hématite-ilménite comme porteurs d'une aimantation intense (voir aussi [Kletetschka et al. \(2002\)](#) et [McEnroe et al. \(2002\)](#)).

Les facteurs en faveur ou non des minéraux candidats à porter l'aimantation de la lithosphère martienne sont présentés dans le Tableau 8.2. L'aimantation de l'hématite (et hématite-ilménite) ne va pas forcément être stable au cours du temps (*Dunlop et Arkani-Hamed, 2005*). De plus, l'hématite SD n'a pas encore été observée. La pyrrhotite possède une température de Curie trop faible ($< 320^{\circ}\text{C}$) pour engendrer l'aimantation des sources profondes martiennes. Le fer pur est aussi possible, bien que relativement rare sur Terre. Néanmoins, il semble raisonnable de penser que la magnétite soit le principal minéral magnétique de la croûte martienne, car il l'est pour la croûte terrestre.

Minéral	Avantages	Inconvénients
Fer pur	forte aimantation	rare
Pyrrhotite	Observée dans météorite	T_{Curie} faible
	Facilement désaimantée	Facilement désaimantée
Hématite	Observée localement	Instable au cours du temps
	T_{Curie} grande	
Magnétite	T_{Curie} grande	Non-observée (sauf dans poussières et altération roche...)
	Abondante sur Terre	
	Observée dans météorites	Difficile à détecter en orbite

TAB. 8.2 – Les arguments en faveur ou contre les principaux minéraux capables de porter l'aimantation de la croûte martienne.

Avec ce minéral, si le gradient thermique de la croûte martienne était de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ au Noachien (*Choblet et Sotin, 2001*), et si la température des roches de surface était de 0°C , alors la profondeur de Curie est de 58 km. Cette valeur correspond tout à fait aux profondeurs des sources AB/MO-A et -B de la région de Terra Sirenum. Une aimantation plus superficielle est aussi possible avec la magnétite. Ainsi la source AB/MO-C de cette région et les dipôles situés vers 30 km de profondeur dans les autres régions étudiées ont peut-être acquis leur aimantation à un autre moment, par exemple lorsque le gradient était plus fort. Par l'analyse des structures tectoniques anciennes à la surface de Mars, *Banerdt et al. (1992)* l'avaient estimé entre 5 à $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$, ce qui donne une profondeur de Curie entre 40 et 120 km pour la magnétite. Ceci est en accord avec la profondeur des sources aimantées issues de notre étude. De même, différents processus d'aimantation ont pu avoir lieu.

8.2.2 Types d'aimantation possibles

Tout d'abord, la plupart des scientifiques pensent que l'aimantation de la croûte martienne est de type thermo-rémanente (ATR). C'est à dire que les roches ont acquis leur aimantation en se refroidissant en présence d'un champ magnétique intense. Sur Terre, ce type d'aimantation est commun au niveau des rides océaniques. Lorsque le magma basaltique rentre en contact avec l'eau à l'axe d'une dorsale, il se refroidit. Le fer s'agglomère alors en particules de magnétite primaire, qui s'orientent en fonction de la direction locale du champ magnétique terrestre. Or, cette direction s'inverse régulièrement du fait des inversions de l'axe du champ magnétique. Des anomalies magnétiques positives et négatives se succèdent ainsi quand on s'éloigne d'une dorsale. De plus, ces anomalies sont symétriques de part et d'autre des rides océaniques, qui repoussent les basaltes formés à leur axe (*Vine et Matthews, 1963*). La forme allongée en E-W des anomalies de Terra Sirenum sur la carte de la Figure 3.1 a incité *Connerney et al. (1999)* à proposer l'occurrence de ce mécanisme sur Mars. Ceci indiquerait qu'une tectonique des plaques a eu lieu à une époque sur cette planète. *Harrison (2000)* a contredit cette étude du fait d'une mauvaise distribution statistique des inclinaisons du modèle d'aimantation de *Connerney et al. (1999)*. Néanmoins, *Fairén et al. (2002)* ont proposé un modèle de collision de deux plaques tectoniques à l'origine de ces anomalies magnétiques linéaires, car on observe ce genre d'alignement au niveau de la cordillère nord-américaine. En interprétant la carte du gradient du champ magnétique en fonction de la latitude, *Connerney et al. (2005)* ont même proposé que le décalage des certaines anomalies étirées en E-W est dû à la présence de grandes failles transformantes. Toutefois, aucune structure de ce type n'a été observée en surface.

D'autres processus engendrant une ATR ne nécessitent pas de tectonique des plaques. Par exemple, le volcanisme intense qui a affecté la croûte martienne s'est aussi exprimé sous forme de dikes (*Ernst et al., 2001; Wilson et Head III, 2002; Mège et al., 2003; Goudy et Schultz, 2005*). *Nimmo (2000)* a démontré que l'intrusion successive de magma riche en fer dans des dikes de plus de 2000 km de long a pu engendrer une aimantation thermo-rémanente de 15 A/m maximum sur 35 voire 60 km d'épaisseur.

Ces phénomènes tectoniques peuvent éventuellement expliquer les anomalies étirées en E-W au niveau de Terra Sirenum et Terra Cimmeria, mais pas toutes les anomalies magnétiques martiennes.

Une origine externe peut alors être évoquée. En effet, les impacts ont pu provoquer des phénomènes magmatiques locaux qui ont engendré une ATR lors du refroidissement postérieur de la croûte si celle-ci ou l'impacteur est enrichi en fer. L'Aimantation Iso-

thermique Rémanente (AIR) est aussi possible lors d'un impact. Elle a lieu lorsque le matériel crustal est soumis à un champ magnétique très intense pendant un choc. Ces deux mécanismes (AIR puis ATR) doivent probablement se succéder (AIR puis ATR).

Cependant, il semble qu'aucune anomalie magnétique ne soit vraiment corrélée à un bassin d'impact martien. En fait, les impacts ont désaimanté la croûte martienne par le choc et par le réchauffement au-dessus de la température de Curie alors que le champ magnétique global n'existait plus. Par une étude numérique, *Nimmo et Gilmore (2001)* estiment que la profondeur de désaimantation est inférieure à 0.15 fois le diamètre du cratère. La couche magnétique de ce modèle peut faire 5 à 100 km pour une aimantation équivalente de 5 à 40 A/m, respectivement. *Hood et al. (2003)* proposent que l'absence d'anomalie au niveau des bassins d'impact d'Hellas et d'Argyre est liée à une désaimantation en présence de grande quantité de pyrrhotite (plus que de magnétite). *Mohit et Arkani-Hamed (2004)* estiment que ce processus désaimante complètement l'intérieur des bassins d'impacts géants, mais peut laisser une aimantation partielle sur les pourtours jusqu'à 1.4 fois le rayon du bassin. Pour Hellas, ils démontrent même qu'une dynamo faible voire inactive est requise très rapidement après l'impact (moins de 100 Ma). À l'inverse, les impacts créant des cratères de taille intermédiaire (250-500 km de diamètre) ne sont pas obligatoirement à l'origine d'anomalies magnétiques ou d'absence d'anomalies magnétiques. Cette observation n'est pas en accord avec *Langlais et al. (2004)*, qui notent des contrastes d'aimantation liés à des cratères de diamètre supérieur à 300 km. *Artemieva et al. (2005)* ont récemment démontré que les impacts secondaires auraient pu fortement désaimanter la croûte, suivant la taille du projectile et le minéral portant l'aimantation de la croûte.

Le processus d'Aimantation Visqueuse Rémanente (AVR) a été proposé par *Arkani-Hamed (2003)* pour expliquer l'aimantation de la base de la croûte martienne. En fait, la couche superficielle de la croûte martienne s'est aimantée en premier par ATR. Cette couche a ensuite aimantée petit à petit les parties plus profondes de la croûte par AVR. Ce modèle peut correspondre à celui présenté sur la Figure 8.2 avec plusieurs couches d'aimantation.

Enfin, l'altération hydrothermale peut aussi engendrer une forte Aimantation Chimique Rémanente (ACR) de la croûte martienne, jusqu'à des profondeurs conséquentes (*Smrekar et al., 2004; Hood et al., 2005; Solomon et al., 2005*). Sur Terre, l'eau réagit notamment avec la croûte océanique. Par exemple, on sait que l'oxydation basse-température de la Ti-magnétite peut diminuer l'aimantation des parties âgées entre 20 et 120 Ma (*Bleil et Petersen, 1983*). Il faut aussi noter que l'altération hydrothermale peut avoir lieu après

un impact si la croûte est riche en eau (*Abramov et Kring, 2005*). Dans le cas d'Hellas, cette activité a dû durer environ 10 Ma après l'impact. *Scott et Fuller (2004)* ont enfin évoqué un processus d'altération de la sidérite en magnétite par intrusion magmatique en milieu aqueux.

Parmi les réactions associées à l'altération hydrothermale d'une croûte basaltique, le processus de serpentinisation peut produire de grandes quantités de magnétite secondaire sur une épaisseur crustale non-négligeable (*Nazarova, 1994*). Ce mécanisme a donc pu avoir lieu dans la croûte basaltique martienne (*Nazarova et Harrison, 2000; ?*). C'est ce scénario que nous avons retenu.

8.3 Proposition d'un modèle de serpentinisation

La première partie décrit le modèle en s'appuyant sur les caractéristiques des sources aimantées de la croûte martienne. La seconde partie discute les conditions requises pour que ce phénomène ait lieu et leurs implications sur l'évolution précoce de Mars.

8.3.1 Description

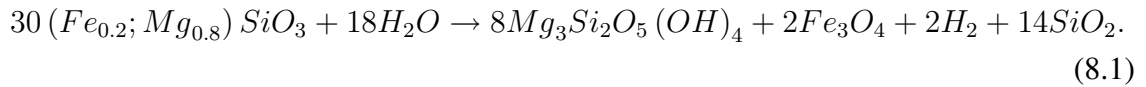
Le phénomène de serpentinisation correspond à une réaction métamorphique de basse pression et haute température entre du matériel de composition basaltique (olivine, pyroxènes) et l'eau. Le produit principal de ce processus est la serpentine, minéral de la famille des phyllosilicates, exprimé sous différentes formes cristallines (lizardite, antigorite ou chrysotile) suivant les conditions thermodynamiques lors de sa formation. Beaucoup de réactions de serpentinisation ont été observées et décrites (voir *Toft et al. (1990)* pour une revue). La plupart montre la production de magnétite accompagnant la serpentine, ainsi que du talc ou du quartz. En présence d'un champ magnétique, la roche va alors acquérir une ACR assez intense pouvant être à l'origine des anomalies magnétiques océaniques de grande longueur d'onde sur Terre (*Nazarova, 1994; Nazarova et al., 2000*). En effet, la serpentinisation affecte les basaltes frais au niveau des dorsales océaniques, mais on observe aussi la présence de serpentinites dans les failles transformantes (*Mével, 2003*) ou encore au pied des marges continentales, où des portions du manteau affleurent à la faveur d'extension lithosphérique. Ces péridotites serpentinisées peuvent ensuite se retrouver à l'air libre à la faveur d'obduction. On les observe ainsi en milieu continental dans les chaînes actuelles ou anciennes.

Sur Mars, les péridotites serpentinisées n'ont jamais été clairement observées. Mais les quelques affleurements d'olivine récemment découverts sur les flancs de cratères laissent présager de leur présence en profondeur (*Hoefen et al., 2003*). De plus, le signal de

réflectance de la serpentine (ainsi que celui de la magnétite) est peu intense, ce qui limite sa détection par des capteurs hyperspectraux tels que ceux d'OMEGA ou TES.

Si la lithosphère martienne au Noachien avait une structure et une composition analogues à celles de la lithosphère océanique terrestre (basaltes - gabbros - péridotites), alors la serpentinisation a pu être le principal processus d'aimantation crustale à l'origine des anomalies magnétiques de Mars. Pour cela, il est nécessaire que la croûte soit très riche en eau, même profondément, que le champ magnétique ambiant soit intense, et qu'il y ait une augmentation de température significative aux profondeurs des sources aimantées. Cette dernière condition peut être envisagée si la convection mantellique a lieu et si elle est capable d'engendrer des panaches réchauffant la base de la lithosphère martienne. Nous discutons la validité de ces conditions dans le prochain paragraphe. Ce modèle est présenté sur le schéma de la Figure 8.3.

Pour démontrer que la serpentinisation est capable d'engendrer une aimantation de l'ordre des valeurs résultant de l'inversion des anomalies magnétiques, le processus suivant peut être étudié :



Il correspond à la réaction d'enstatite (Opx) avec l'eau, formant de la lizardite, de la magnétite, du quartz et du dihydrogène. La teneur en fer de l'enstatite est très élevée (20 %). Néanmoins, le fer est plus abondant dans le manteau martien que dans le manteau terrestre (*Zharkov et Gudkova, 2000; Sohl et al., 2005*), donc les roches ultrabasiques de la lithosphère martienne sont probablement plus riches en fer que leurs analogues terrestres. Les roches basaltiques de surface, issues de la fusion partielle de ces péridotites, ont d'ailleurs des teneurs en fer assez élevées (*Morris et al., 2006*).

On obtient alors 2 moles de magnétite, ce qui correspond à un pourcentage volumique de 7 %. Or, *Toft et al. (1990)* présentent une relation entre la fraction volumique en magnétite $F_{Fe_3O_4} = \frac{\%_{Fe_3O_4}}{100}$, et la susceptibilité magnétique k d'une roche :

$$k = 3.2F_{Fe_3O_4}, \quad (8.2)$$

avec k dans le S.I. Si cette roche serpentinisée contient 7 % de magnétite, alors sa susceptibilité magnétique est égale à 0.224. L'aimantation induite M_i d'une roche est fonction de sa susceptibilité magnétique k et de l'intensité du champ magnétique ambiant B (en Teslas) :

$$M_i = \frac{k}{\mu_0} B, \quad (8.3)$$

avec μ_0 , perméabilité magnétique du vide (voir équation 1.3). Dans l'hypothèse d'un champ magnétique aussi intense que le champ magnétique terrestre (50000 nT en moyenne

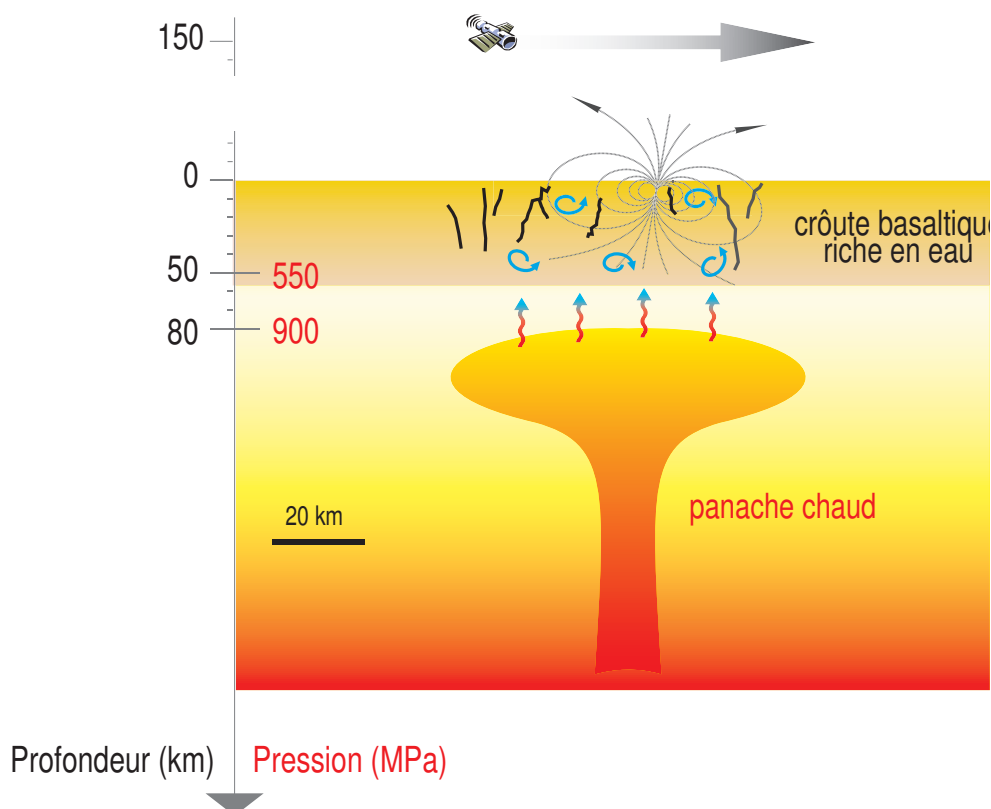


FIG. 8.3 – Modèle de serpentinisation de la croûte martienne au Noachien, à l'origine des anomalies magnétiques observées par MGS. Le principe est qu'un panache chaud remonte localement par des phénomènes de convection dans le manteau. Il n'y a pas de fusion partielle, mais simplement un réchauffement de la base de la croûte vers la surface. La réaction entre les roches ultrabasiques ou basiques avec l'eau, issue du dégazage mantellique et saturant la croûte, engendre une réaction de serpentinisation, qui produit beaucoup de magnétite. L'existence d'un champ magnétique ambiant (probablement global, axial et dipolaire) à cette époque provoque l'aimantation de cette magnétite, à l'origine des anomalies magnétiques martiennes.

à la surface), l'aimantation induite de la roche serpentinisée est de 9 A/m, ce qui est assez fort en comparaison de l'aimantation moyenne d'un basalte océanique terrestre.

Mais l'aimantation rémanente est 1 à 10 fois plus intense que l'aimantation induite dans les roches basiques et ultra-basiques ([Fox et Opdyke, 1973](#); [Oufi et al., 2002](#); [Gopala Rao et Krishna, 2002](#)). Ainsi, les valeurs d'aimantation rémanente pour des roches serpentinisées sont tout à fait comparables à celles de nos modèles issus de l'inversion des mesures magnétiques.

Ce phénomène de serpentinisation doit donc être envisagé comme un des mécanismes à l'origine de l'aimantation intense et profonde de la croûte martienne au début de l'histoire de la planète. Si aucun événement thermique postérieur n'a lieu, alors cette aimantation est conservée. Lorsque le champ magnétique ambiant est devenu trop faible, les roches ont probablement perdu de leur intensité initiale par désaimantation visqueuse progressive, mais ce phénomène n'affecte que la partie superficielle de la croûte.

8.3.2 Discussion et implications

L'abondance de l'eau est un paramètre crucial pour engendrer de telles réactions. De nombreux indices géomorphologiques arguent en faveur de la présence d'eau au début de l'histoire de Mars ([Craddock et Maxwell, 1993](#); [Masson et al., 2001](#)). Une preuve a été apportée par la découverte de minéraux hydratés sur certains roches du site d'atterrissage de Spirit ([Ming et al., 2006](#)). De même, l'instrument TES a détecté une forme d'hématite se formant en milieu aqueux dans Terra Meridiani ([Bandfiel et al., 2000](#); [Christensen et al., 2001](#); [Golombek et al., 2005](#)). Des affleurements d'argiles ont aussi été découverts par l'instrument OMEGA au niveau des régions équatoriales, ce qui témoigne d'une activité fluviale et/ou lacustre ([Poulet et al., 2005](#); [Bibring et al., 2006](#)). Enfin, les réseaux de vallées noachiennes sont situés au niveau des terrains les plus aimantés ([Jakosky et Phillips, 2001](#); [Hood et al., 2005](#)).

Cette abondance d'eau est due au dégazage du manteau au début de l'évolution de Mars. En effet, certains modèles numériques requièrent la présence de grande quantité d'eau dans le manteau primitif martien ([Hauck et Phillips, 2002](#); [Breuer et Spohn, 2006](#)). De plus, l'altération hydrothermale de la lithosphère martienne est un des paramètres fondamentaux à l'origine de la conservation de la dichotomie crustale ([Solomon et al., 2005](#)). Ceci indique que les roches ultrabasiques de l'époque étaient probablement riches en eau. La serpentinisation a donc pu avoir lieu à grande profondeur. De plus, l'altération hydrothermale de la lithosphère martienne est un des paramètres fondamentaux à l'origine de la conservation de la dichotomie crustale ([Solomon et al., 2005](#)).

Le réchauffement nécessaire pour engendrer une réaction de serpentinisation à cette

profondeur a pu être causé par un panache chaud local. Ceci implique l'existence de phénomènes convectifs dans le manteau noachien. Cette hypothèse est renforcée par les modèles d'évolution thermique de Mars (e.g. *Choblet et Sotin, 2001*; *Stevenson, 2001*; *Breuer et Spohn, 2003, 2006*). Ils prédisent qu'un régime convectif de type couvercle conducteur, ou avec tectonique des plaques (*Sleep, 1994*), a eu lieu dans le manteau précoce de Mars. Ce dernier est dégazé si efficacement que la convection s'arrête rapidement au bout de 500 Ma à la fin du Noachien.

Datant de cette époque, la formation de Tharsis est probablement due à un plume géant créant un point chaud volcanique de type Hawaï (*Zhong et Zuber, 2000*; *Zuber et al., 2000*; *Zuber, 2001*; *Zhong, 2002*). Ainsi, l'existence de panaches mantelliques chauds au Noachien est bien admise. Pour Tharsis, ce phénomène a abouti à la fusion partielle du manteau lithosphérique et de la croûte primitive à l'origine d'un volcanisme intense. Mais lorsque le panache est plus petit, il peut s'arrêter à la base de la lithosphère et la réchauffer, voire l'érôder. Ce dernier processus a d'ailleurs été proposé pour expliquer la dichotomie martienne (*Zhong, 2002*; *Zuber et al., 2000*). Dans le cas d'un phénomène bref, le réchauffement n'est pas suffisant pour éroder la lithosphère de façon conséquente, mais il peut induire une augmentation de température à sa base. Les roches ultrabasiques ont donc pu être serpentinisées.

La dernière condition requise pour aimer la lithosphère martienne précoce est l'existence d'un champ magnétique ambiant intense, tel qu'un champ magnétique global, axial et dipolaire. L'argument principal est que la plupart des anomalies correspondent à la surface noachienne de Mars (*Krause et Gilmore, 2000*). De plus, la météorite ALH84001, datée à 4.4 Ga, est aimantée (*Weiss et al., 2002*). Enfin, les modèles numériques en accord avec une production crustale intense au début de l'histoire de Mars requièrent l'existence d'une dynamo précoce dans le Noyau martien (*Stevenson, 2001*; *Breuer et Spohn, 2003*).

En reprenant la susceptibilité magnétique de la serpentinite produite par la réaction 8.1, et en utilisant l'équation 8.3, les valeurs possibles d'intensité du champ magnétique peuvent être calculées. Pour cela, l'aimantation induite sera considérée 5 fois plus faible que l'aimantation rémanente des sources évaluées au paragraphe 8.1. Le Tableau 8.3 présente les résultats.

Les valeurs oscillent entre 1660 et 160830 nT. Le champ moyen est égal à 47368 nT. Le champ magnétique ambiant lors de l'aimantation des sources martiennes pouvait donc être aussi intense que le champ magnétique terrestre actuel (28000 à 70000 nT en surface).

	M_r (A/m)	M_i (A/m)	B (nT)
Terra Sirenum			
<i>AB/MO-A</i>	53.95	10.79	60532
<i>AB/MO-B</i>	32.16	6.43	36072
<i>AB/MO-C</i>	143.34	28.65	160827
Sud de Syrtis Major			
<i>AB/MO-A</i>	73.07	14.61	81984
<i>AB/MO-B</i>	4.14	0.83	4645
<i>AB/MO-C</i>	61.28	12.26	68756
<i>AB/MO-D</i>	1.48	0.30	1661
Hémisphère Nord			
<i>AB/MO-A</i>	2.24	0.45	2524
<i>AB/MO-B</i>	8.30	1.66	9312

TAB. 8.3 – Valeurs possibles du champ magnétique martien B , si la susceptibilité magnétique des sources serpentinisées est de 0.224. M_r et M_i correspondent à l'intensité de l'aimantation rémanente et induite.

8.4 Conclusion

À partir des paramètres des sources issues des inversions réalisées au chapitre 6, un modèle à trois couches d'aimantation a été proposé pour la lithosphère de l'hémisphère sud. La première couche entre 0 et 35 km est caractérisée par une intense aimantation supérieure à 60 A/m, la seconde entre 35 et 60 km avec une aimantation moins forte entre 30 et 60 A/m, et la dernière couche d'aimantation très faible inférieure à 5 A/m, limitée par la profondeur de Curie (elle-même fonction du gradient thermique crustal). Ce schéma est en accord avec d'autres modèles d'aimantation de la lithosphère martienne.

Pour expliquer l'origine de cette aimantation profonde et intense, les processus d'aimantation thermo-rémanente, visqueuse, ou isothermique ne sont pas satisfaisants. En revanche, nous démontrons que la serpentinisation de la lithosphère martienne précoce a pu engendrer une forte aimantation des roches basiques et ultrabasiques, à l'origine des anomalies magnétiques rémanentes observées par MGS. Toutes les conditions nécessaires à l'existence de ce processus étaient probablement réunies au Noachien.

Chapitre 9

Mouvement du pôle au Noachien

Parmi les paramètres résultant de l'inversion des anomalies magnétiques martiennes, l'inclinaison et la déclinaison permettent d'estimer la position du pôle magnétique lors de l'aimantation de la roche (paléopôle), si le champ magnétique était global, axial et dipolaire.

Tout d'abord, nous décrivons brièvement le principe de cette approche. La position des paléopôles martiens dérivés des sources issues des inversions du Chapitre 7 est ensuite calculée et discutée en comparaison avec d'autres études. Enfin, pour expliquer le mouvement de l'axe du champ magnétique à l'époque de l'aimantation de la croûte martienne, un modèle lié à la mise en place de Tharsis est présenté et discuté.

9.1 Principes du paléomagnétisme

Pour retrouver la position d'anciens pôles magnétiques de Mars, il est nécessaire de poser certaines conditions concernant le lien entre l'aimantation rémanente et le champ magnétique du noyau.

Sur Terre, l'aimantation rémanente d'une roche est orientée vers le pôle nord du champ magnétique existant au moment de l'acquisition de cette aimantation. À cause des composantes non-dipolaires, ce pôle peut être un peu différent du véritable pôle nord magnétique. Il est donc nécessaire de connaître la direction d'aimantation d'autres échantillons de la même roche couvrant une période de temps supérieure à quelques milliers d'années. Au final, la position moyenne correspond à la position du pôle du champ magnétique lors de l'aimantation.

Si l'intervalle de temps couvert par les échantillons est plus grande (plusieurs dizaines de milliers d'années), alors les effets de la variation séculaire du champ magnétique seront moyennés. La position du pôle moyen coïncidera avec celui de l'axe de rotation de la

planète : on parle alors de paléopôle.

Dans notre cas, l'aimantation des dipôles représentera donc une valeur moyenne sur une même formation rocheuse pour que le champ magnétique existant lors de l'acquisition soit considéré comme global, axial et dipolaire.

Les détails concernant la méthode utilisée, dérivée du paléomagnétisme, sont décrits dans l'Annexe A.2.

9.2 Les paléopôles martiens

Dans cette partie, l'approche présentée précédemment est utilisée pour calculer la position des paléopôles issus des dipôles de notre étude dans les régions de Terra Sirenum, du sud de Syrtis Major et d'une région de l'hémisphère nord. Ces résultats sont ensuite comparés avec ceux d'autres études sur les paléopôles martiens.

9.2.1 Application aux sources étudiées

Le Tableau 9.1 présente les résultats avec les dipôles de notre étude. La Figure 9.1 positionne tous les paléopôles sur une projection de Mars montrant principalement son hémisphère nord-ouest.

Les paléopôles désignés par les dipôles de Terra Sirenum entourent Tharsis, tandis que ceux des dipôles de la région au sud de Syrtis Major sont assez éparpillés. Enfin, les dipôles de la région située dans l'hémisphère nord sont dirigés vers deux paléopôles situés à plus de 30° d'écart.

Un des résultats les plus importants est que la plupart de nos paléopôles (7 sur 9) sont situés dans l'hémisphère nord occidental de Mars, aux alentours de Tharsis. En effet, à part *PSMD* et *PSMC*, tous les paléopôles se regroupent dans un cercle de 30° de rayon, centré en (35°N, 255°E). Il comprend notamment les paléopôles qui correspondent aux dipôles de l'hémisphère nord. Ainsi, l'aimantation de la lithosphère de l'hémisphère nord a pu être contemporaine de celle qui a affectée la lithosphère de l'hémisphère sud. Ceci montre que cet événement a pu avoir lieu avant la mise en place de la dichotomie.

Le paléopôle *PSMD* est seulement à 15° du pôle nord actuel de Mars, alors que celui nommé *PSMB* est à l'équateur. Ces deux paléopôles sont peut-être un peu moins contraints que les autres. En effet, le premier nommé est lié à un dipôle qui se situe au bord de la zone étudiée. Le second correspond à un dipôle radial.

	λ °N	ϕ °E	I (dI) °	D (dD) °	Nom	λ_p °N	ϕ_p °E	dp °	dm °
Terra Sirenum									
<i>AB/MO-A</i>	-32.42	189.91	-56.97 (0.02)	80.75 (0.02)	<i>PTSA</i>	25.75	309.61	0.05	-0.12
<i>AB/MO-B</i>	-35.33	198.45	-50.73 (0.03)	53.23 (0.01)	<i>PTSB</i>	45.92	299.25	0.05	-0.11
<i>AB/MO-C</i>	-33.12	203.59	21.08 (0.01)	12.69 (0.02)	<i>PTSC</i>	44.34	221.14	0.06	0.06
Sud de Syrtis Major									
<i>AB/MO-A</i>	-6.32	65.01	-49.6 (0.1)	12.8 (0.1)	<i>PSMA</i>	63.05	220.07	0.28	-0.53
<i>AB/MO-B</i>	-6.47	69.00	-90.0 (0.1)	- (-)	<i>PSMB</i>	6.47	249.00	-	-
<i>AB/MO-C</i>	-15.83	70.94	42.1 (0.1)	35.9 (0.1)	<i>PSMC</i>	36.72	112.75	0.62	0.49
<i>AB/MO-D</i>	-7.30	58.50	-2.7 (0.1)	-14.5 (0.1)	<i>PSMD</i>	74.37	350.20	0.23	-0.40
Hémisphère Nord									
<i>AB/MO-A</i>	64.22	24.68	31.3 (0.1)	-42.8 (0.1)	<i>PHNA</i>	34.56	256.83	0.25	0.45
<i>AB/MO-B</i>	58.19	28.12	-20.0 (0.1)	-69.8 (0.1)	<i>PHNB</i>	1.51	275.62	0.22	0.42

TAB. 9.1 – Paramètres des dipôles issus des inversions des jeux AB/MO, et des paléopôles dérivés. Chaque pôle est considéré comme le pôle nord magnétique lors de l'aimantation. La longitude du paléopôle *PSMB* est égale à 249°E ou 69°E, car le dipôle correspondant est radial. De ce fait, le calcul des incertitudes n'a pas été possible.

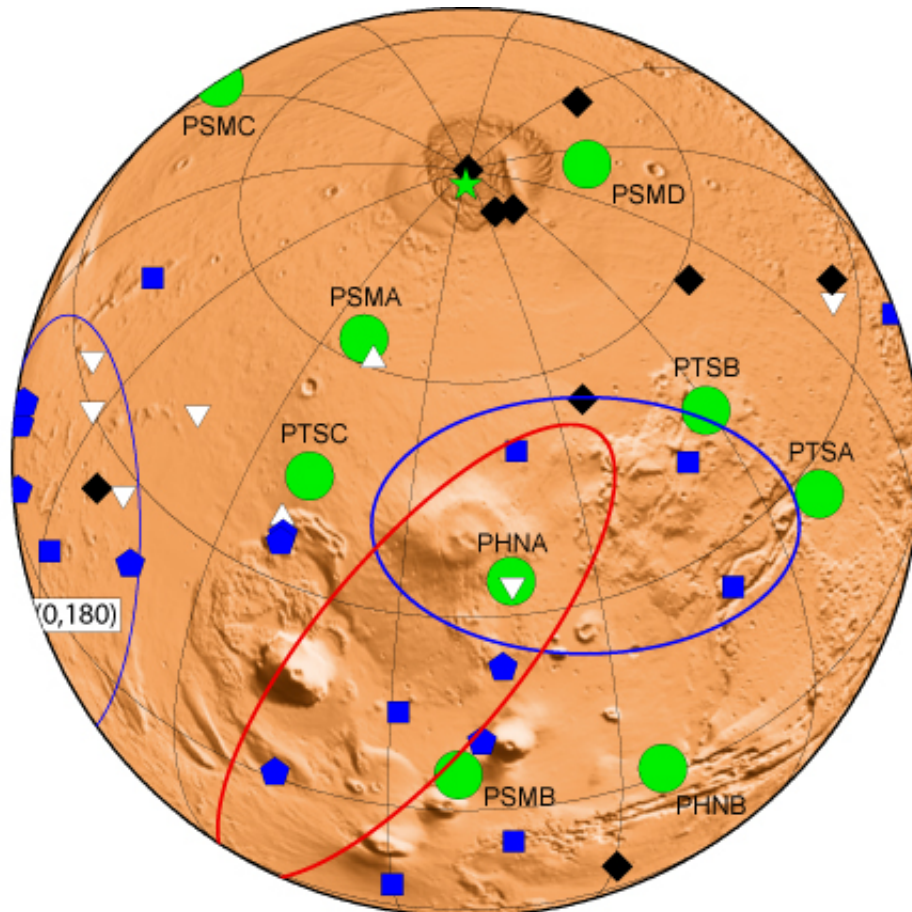


FIG. 9.1 – Paléopôles martiens issus de notre étude (disques verts), *Hood et Zakharian* (2001) (triangles blancs à l'endroit), *Arkani-Hamed* (2001a) ou *Arkani-Hamed* (2002) (hexagones bleus), *Arkani-Hamed et Boutin* (2004) (carrés bleus), *Boutin et Arkani-Hamed* (2006) (2 cercles bleus), *Frawley et Taylor* (2004) (diamants noirs), *Langlais et Purucker* (2006) (étoile verte), *Sprenke* (2005) (cercle rouge), *Hood et al.* (2005) (triangles blancs inversés).

9.2.2 Comparaison avec d'autres études

De nombreux paléopôles ou groupes de paléopôles issus d'autres études ont été placés sur la Figure 9.1. Le Tableau 9.2 synthétise les résultats de ces études.

Les paléopôles *PHNA*, *PHNB*, *PTSA*, *PTSB* ainsi que *PSMB* sont situés dans la partie orientale d'un des groupements définis par *Arkani-Hamed et Boutin* (2004) ou *Boutin et Arkani-Hamed* (2006), non loin de celui de *Sprenke* (2005). De même, les paléopôles de *Hood et Zakharian* (2001) sont proches de *PTSC* et *PSMA*. Or, ces auteurs les ont dérivé de sources situées dans l'hémisphère nord, ce qui indique encore une fois une aimantation contemporaine de formations crustales du nord et du sud de la dichotomie (voir plus haut). Nous avons vu au paragraphe 7.3.3 que la direction d'aimantation de la source dérivée par *Hood et Zakharian* (2001) pour l'anomalie située en (65°N, 27°E) était équivalente à celle de notre source AB/MO-A de l'hémisphère nord. Au final, le paléopôle correspondant est sur la même latitude, à 30° de longitude du paléopôle d'*Hood et Zakharian* (2001).

Frawley et Taylor (2004) modélisent l'anomalie MO de la région de Terra Sirenum par un dipôle dirigé vers un paléopôle situé vers (-19°N, 271°E), soit à plus de 40° du plus proche paléopôle dérivé des sources de notre étude sur Terra Sirenum.

Aucun des paléopôles de notre étude ne se situe dans la région occidentale de *Boutin et Arkani-Hamed* (2006), où quatre paléopôles d'*Hood et al.* (2005), deux d'*Arkani-Hamed et Boutin* (2004) et un de *Frawley et Taylor* (2004) se concentrent.

Seuls quelques paléopôles issus de *Langlais et Purucker* (2006) et *Frawley et Taylor* (2004) forment un groupe à part, proche du pôle nord actuel de Mars, comme *PSMD*. Sinon, la plupart sont situés en-dessous du parallèle 60°N, ce qui indique qu'un mouvement du pôle supérieur à 30° a pu avoir lieu.

9.3 Mouvement du pôle martien

Ces études démontrent donc que l'axe du champ magnétique de Mars aurait bougé de façon conséquente à l'époque où existait une dynamo. Les paléopôles proches de la position actuelle du pôle martien ne sont pas forcément contradictoires avec cette idée si on considère que l'aimantation associée aux sources correspondantes s'est faite à un moment où l'axe du champ magnétique était proche de l'axe de rotation actuel. Par exemple, dans le cas du paléopôle de *Langlais et Purucker* (2006), il s'agit d'une source située au niveau du volcan Apollinaris Patera. Or, les premières laves de ce dernier ne datent que de la fin du Noachien, probablement juste avant l'extinction de la dynamo martienne alors que l'axe du champ magnétique était proche de l'axe de rotation actuel.

Étude	Données utilisées	Lieu des anomalies	Méthode	Position des paléopôles
<i>Sprenke et Baker (2000)</i>	AB	Terra Cimmeria et Terra Sirenum	Inversion avec des bandes aimantées de polarité opposée	Vers l'équateur, entre 300°E et 90°E
<i>Hood et Zakharian (2001)</i>	AB et SPO	(65°N, 27°E) et (83°N, 32°E)	Mod. directe avec des dipôles ou des prismes circulaires	(38°N, 141°E) et (61°N, 136°E)
<i>Arkani-Hamed (2001a)</i> et <i>Arkani-Hamed (2002)</i>	Modèle en harmoniques sphériques à partir des mesures AB et SPO	10 anomalies dispersées	Mod. directe	Cercle de rayon 30° centré en (25°N, 230°E)
<i>Arkani-Hamed et Boutin (2004)</i>	AB, SPO et MO	9 anomalies dispersées	prismes verticaux de section elliptique „	Deux groupes centrés en (30°N, 170°E) et (25°N, 260°E)
<i>Frawley et Taylor (2004)</i>	MO	9 anomalies dipo- lares, dispersées	Inversion de dipôles	3 au NE de Tharsis, 3 près du pôle S, sinon ailleurs
<i>Boutin et Arkani-Hamed (2006)</i>	MO	9 anomalies de l'hém. sud	Même approche que <i>Arkani-Hamed (2001a)</i>	Deux groupes situés autour de Tharsis
<i>Sprenke (2005)</i>	MO (comp. radiale)	Global	Approche statistique	Ellipse SW-NE centrée en (17°N, 230°E)
<i>Hood et al. (2005)</i>	MO	6 anomalies de l'hém. sud	Même approche que <i>Hood et Zakharian (2001)</i>	Ellipse E-W centrée en (34°N, 202°E)
<i>Langlais et Purucker (2006)</i>	AB et MO	Apollinaris Patra	Inversion avec des dipôles équivalents	Pôle sud
Notre étude	AB et MO	Terra Sirenum, Sud de Syrtis Major et hém. nord	Inversion avec des dipôles	Hém. NW de Mars, surtout autour de Tharsis

TAB. 9.2 – Synthèse des études sur les paléopôles martiens.

Les paléopôles retrouvés correspondent aux anciens pôles de l'axe de rotation de Mars (voir paragraphe 9.1). Le mouvement de l'axe du champ magnétique est donc corrélé à un mouvement de l'axe de rotation de la planète. Pour que celui-ci bouge de plus de 30°, une réorientation probablement due à un excès de masse doit avoir lieu. Le fait que le complexe de Tharsis soit proche de l'équateur aujourd'hui constitue un argument pour le rendre responsable d'une telle réorientation. En effet, si cette énorme masse volcanique s'est mis en place à haute latitude, au niveau du pôle de rotation, alors elle a perturbé l'inertie de la planète (Figure 9.2). Pour compenser, Mars a dû se réorienter de façon à ce que cet excès de masse se trouve loin du pôle ([Melosh, 1980](#); [Spada et al., 1996](#); [Sprenke et al., 2005](#)). C'est donc Mars qui a bougé sur elle-même alors que l'axe de rotation, lui, est resté fixe : c'est donc un mouvement apparent du pôle.

Dans le scénario de la Figure 9.2, le dernier pôle P1 se retrouve à environ 60° du pôle P0, alors que les deux sources aimantées sont voisines. Il aurait été intéressant que l'activité volcanique de Tharsis s'arrête alors, pour que les laves de ce complexe puissent garder une signature magnétique rémanente. Dans ce cas, il aurait suffi de vérifier si les inclinaisons de certaines sources (les plus anciennes) issues de la modélisation de ces anomalies correspondaient à des hautes latitudes. Malheureusement, l'ampleur de l'édifice souligne une activité très longue, voire même jusqu'à très récemment ([Neukum et al., 2004](#)). De plus, il se peut que ces laves ne se soient mises en place une fois Tharsis à l'équateur, car la simple présence d'un panache mantellique à peine arrivé en surface suffit à perturber l'inertie d'une planète ([Wieczorek et al., 2005](#); [Rouby et al., 2006](#)).

Ainsi, les pôles magnétiques enregistrés préalablement ont migré d'autant que Tharsis a bougé. La recherche des paléopôles à partir de la modélisation des anomalies magnétiques permet d'évaluer l'amplitude de cette réorientation, ainsi que d'en connaître sa durée si les sources sont datées. L'ampleur de la réorientation est importante car elle fournit des informations sur la rhéologie de l'intérieur de Mars, et en particulier de la lithosphère. Malheureusement, même si les alentours de Tharsis semblent concentrer les paléopôles (soit un mouvement de plus de 60°), la dispersion des paléopôles est tout de même trop forte pour déterminer l'amplitude exacte du mouvement du pôle de rotation. À partir de l'analyse des données gravimétriques disponibles à l'époque et en enlevant le signal de Tharsis, [Melosh \(1980\)](#) a estimé que l'ancien pôle de rotation était à environ 25° du pôle actuel. Mais l'anomalie gravimétrique de ce complexe est tellement dominante que cette estimation peut varier considérablement en fonction du signal résiduel. De plus, son modèle dépend de paramètres peu contraints liés à la structure interne de Mars. Plus tard, [Willemann \(1984\)](#) a proposé que la vitesse de compensation lithosphérique liée à Tharsis n'a engendré qu'un mouvement du pôle inférieur à 10°. [Zuber et Smith \(1997\)](#) ont aussi

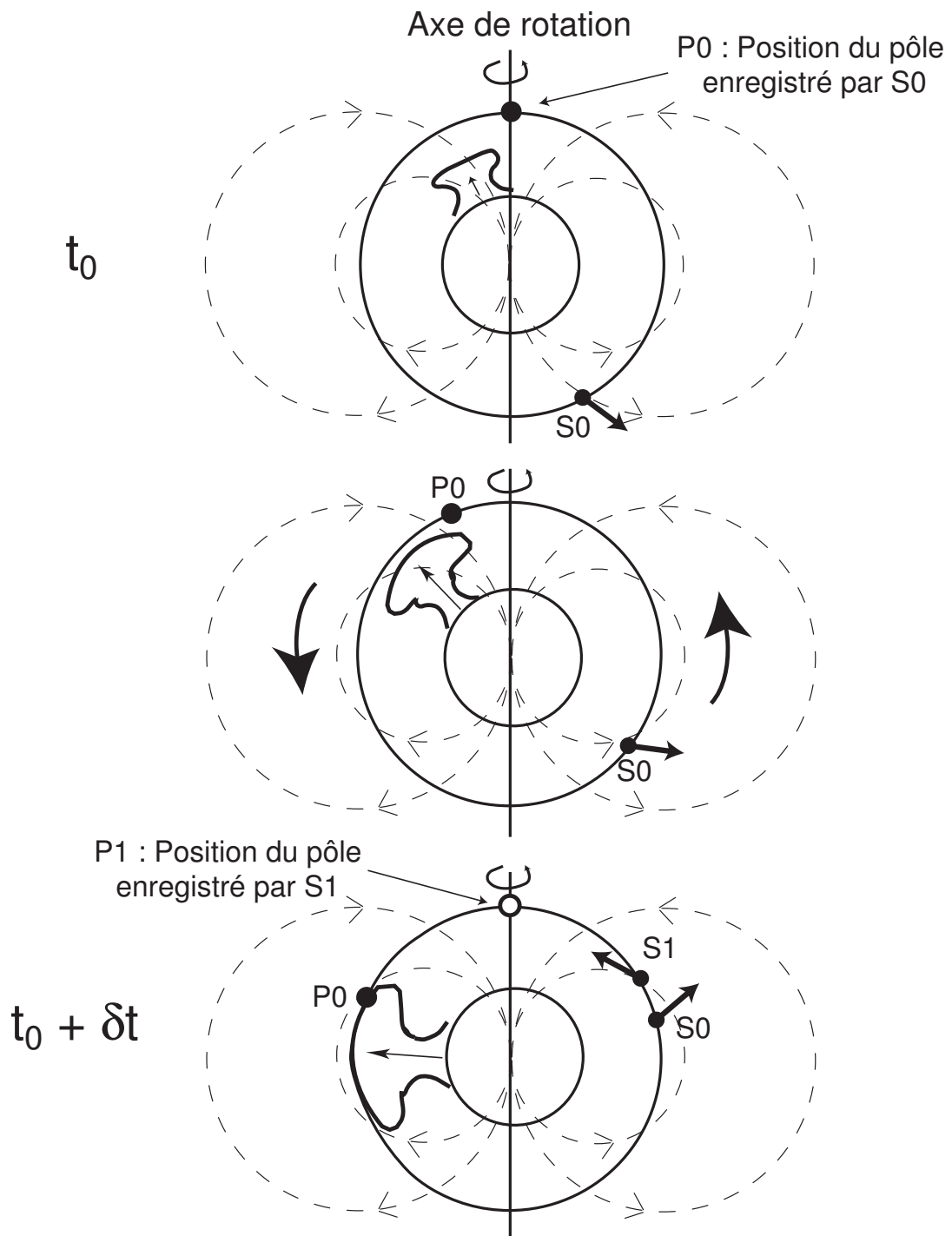


FIG. 9.2 – Principe du mouvement apparent du pôle magnétique (donc de rotation) de Mars dû à la mise en place de Tharsis. Les lignes en pointillés correspondent aux lignes du champ magnétique martien au Noachien. S_0 et S_1 représentent 2 sources lithosphériques s'aimantant à t_0 et $t_0 + \delta t$.

estimé que seule une lithosphère élastique fine aurait permis une réorientation significative liée à Tharsis. De même, un modèle du géoïde martien sans Tharsis a été développé par [Sprenke et al. \(2005\)](#). Il suggère un mouvement du pôle de 15 à 90°. Il faut enfin noter que d'autres études principalement basées sur des observations géologiques évoquent un mouvement du pôle martien, parfois de plus de 90° ([Murray et Malin, 1973](#); [Schultz et Lutz-Garihan, 1982](#); [Schultz et Lutz, 1988](#)). [Hood et al. \(2005\)](#) exploitent d'ailleurs l'idée que la corrélation des réseaux de vallées noachiennes avec les anomalies magnétiques prouve que l'axe de rotation a bougé à cette époque.

Au niveau de la chronologie des événements, il est difficile de se fier aux datations stratigraphiques, car les formations de surface ne correspondent pas forcément aux sources crustales aimantées en profondeur. Par exemple, dans notre étude, les paléopôles des sources de Terra Sirenum sont proches d'un paléopôle issu d'une source de l'hémisphère nord, supposé plus jeune. Néanmoins, les sources AB/MO-A et -B de la région située au sud de Syrtis Major sont dirigées vers des paléopôles situés dans la région de Tharsis, comme celles de Terra Sirenum. Or, ces anomalies correspondent aux plus vieux terrains datés à plus de 3.8-4.0 Ga (voir paragraphes 7.1 et 7.2).

Il existe plusieurs alternatives à ce modèle. Tout d'abord, Tharsis n'est pas la seule anomalie de masse connue sur Mars : les dépressions d'Hellas ou d'Argyre en sont aussi, mais il s'agit alors de déficits de masse. Ces bassins proviennent d'impacts susceptibles eux-aussi de perturber l'inertie de Mars. Hellas et Argyre n'étant pas aimantés, ils seraient les premiers édifices lithosphériques post-dynamo. Dans ce cas, pourquoi ne pas considérer que de tels impacts sont à l'origine de l'arrêt de la dynamo ? Il est aussi possible que la perturbation due à l'impact d'Hellas soit compensée par le fait que Tharsis soit à l'équateur après la réorientation que ce complexe a engendré.

Si la dépression de l'hémisphère nord est due à un impact géant, alors celui-ci a aussi dû perturber l'inertie de la planète. Cependant, l'hypothèse d'érosion à la base de la lithosphère du nord est peut-être plus probable pour expliquer la dichotomie ([Solomon et al., 2005](#)). Ainsi, le temps nécessaire pour arriver à ce déficit de masse dans l'hémisphère nord a dû être trop long pour perturber l'équilibre de la planète.

Mais les anomalies de masse lithosphérique ne sont pas les seules explications possibles des paléopôles éloignés du pôle de rotation actuel. En effet, les anomalies magnétiques sont négatives et positives sur quelques milliers de kilomètres (voir les figures 3.1 et 3.2). Ceci indique que le champ magnétique de l'époque était sujet à des inversions comme le champ magnétique terrestre (voir [Arkani-Hamed, 2002](#)). D'ailleurs, les paléopôles résultant des études citées plus haut sont aussi bien des paléopôles magnétiques

nord que sud dans un même hémisphère. Ainsi, *Phillips* (2002) pense même que certains paléopôles témoignent d'une période de transition entre deux positions lors d'une inversion, plutôt que d'une réorientation de l'axe de rotation. Cependant, à l'heure actuelle, le phénomène d'inversion du champ magnétique n'est pas complètement compris, même si certains modèles numériques arrivent à le simuler (*Roberts et Glatzmaier*, 2000). Notamment, les soubresauts de la dynamo, l'axe de rotation de la planète, les mouvements de convection nucléaires et mantelliques, ou encore la tectonique des plaques sont soupçonnés jouer un rôle, mais lequel ?

L'étude du champ magnétique terrestre est donc primordiale pour mieux comprendre ce phénomène. Les observations paléomagnétiques (entre autres) ont tout de même permis de mettre en évidence la rapidité des inversions (< 10000 ans ; *Valet et Courtillot*, 1992). Si les inversions du champ magnétique martien étaient aussi rapides, alors il est peu probable que tous les paléopôles éloignés du pôle de rotation actuel témoignent de période d'inversion.

La dernière alternative au mouvement du pôle martien est que les sources aimantées ont bougé. En effet, sur Terre, la tectonique des plaques induit un mouvement des formations lithosphériques. Si elles acquièrent une aimantation rémanente dirigée vers le pôle magnétique à un temps t_0 , alors à $t_0 + \delta t$, la position du pôle indiqué aura d'autant migré que la source a bougé : on parle de mouvement apparent du pôle. En remplaçant des sources d'âge différent à leur position initiale, il est possible d'observer le vrai mouvement du pôle.

En fait, pour le modèle de réorientation de Mars à cause de Tharsis, il s'agit d'un mouvement apparent, car ce sont les sources qui ont bougé par rapport au référentiel de l'axe de rotation. Cependant, ce mouvement a affecté toute la planète au même moment, ce qui est différent de la tectonique qui induit des mouvements relatifs en surface. Néanmoins, les modèles numériques favorisent l'idée d'une tectonique des plaques ayant lieu à l'époque du champ magnétique : il est donc impossible d'exclure que certaines sources aient bougé de façon conséquente depuis leur aimantation par rapport à d'autres formations.

Enfin, à plus petite échelle, les phénomènes tectoniques de surface sont parfois susceptibles d'engendrer des rotations de blocs. Il est même probable que de tels événements aient eu lieu après la fin de la tectonique des plaques, car les contraintes lithosphériques suffisent à les provoquer. Ceci a encore pour effet d'indiquer un mouvement apparent du pôle.

9.4 Conclusion

Dans ce chapitre, les directions d'aimantation des dipôles sont utilisées pour trouver la position de paléopôles martiens. Ces derniers sont groupés à proximité de Tharsis, ce qui est en accord avec d'autres études.

Pour expliquer cette concentration, un modèle lié à la mise en place de ce complexe de Tharsis provoquant une réorientation significative de l'axe de rotation de la planète est proposé. Néanmoins, d'autres modèles existent. Il est probable que la combinaison de plusieurs d'entre eux ait eu lieu. D'ailleurs, ceci a pu engendrer la dispersion apparente de certains paléopôles.

Un des aspects primordiaux pour contraindre ces modèles est d'estimer la désaimantation de la lithosphère due aux impacts (*Nimmo et Gilmore, 2001*; *Mohit et Arkani-Hamed, 2004*; *Artemieva et al., 2005*). Les anomalies étudiées peuvent résulter de cet effet, et non refléter une formation aimantée particulière. Des mesures magnétiques à faible altitude permettraient de résoudre ce problème.

Enfin, il est nécessaire d'obtenir une datation précise des sources aimantées de la croûte martienne.

Conclusions et Perspectives générales

Conclusions

Depuis un demi-siècle environ, les nombreuses missions vers Mars ont permis d'acquérir quantité de données géologiques, géochimiques et géophysiques. Cette abondance d'information est cruciale pour mieux comprendre le fonctionnement actuel de la planète, mais surtout son histoire. Même si les activités climatiques, tectoniques et/ou volcaniques ne sont pas complètement figées, il semblerait qu'elles aient été beaucoup plus importantes au début de l'histoire de Mars (entre 4.5 et 3.8 Ga, au Noachien). Or, les anomalies magnétiques rémanentes révélées par la mission Mars Global Surveyor sont corrélées avec les plus vieilles portions de la croûte martienne. L'objectif initial de cette thèse visait donc à contraindre l'évolution primitive de Mars en utilisant ces mesures magnétiques.

Le problème était d'évaluer correctement les propriétés des sources alors que l'altitude de mesure est grande (entre 100 et 400 km). Une méthode d'inversion locale d'anomalies magnétiques a donc été développée. Elle permet de retrouver les paramètres de position et d'aimantation de dipôles représentant les sources crustales aimantées.

La difficulté est que le système est non-linéaire, ce qui oblige à connaître parfaitement tous les aspects de la méthode inverse, notamment l'influence de certains paramètres comme la profondeur ou l'altitude du jeu de données. Pour cela, des tests ont été réalisés en utilisant des anomalies magnétiques synthétiques. Ils mettent en évidence l'importance d'une estimation raisonnable des valeurs *a priori* des paramètres, en utilisant une approche directe avant l'inversion. Même après cette étape, des tests d'inversions avec plusieurs profondeurs *a priori* sont nécessaires pour en dégager le meilleur modèle. Le nombre de sources étudiées influe peu sur la robustesse de l'inversion. En revanche, plus le nombre de données les plus proches de la surface sera grand et plus l'intervalle d'altitude couvert par les mesures sera large, plus les sources, et notamment leur profondeur, seront contraintes.

Pour valider la méthode dans un contexte réel, une étude de la nappe de Champtoceaux

(Nantes, France) à partir des mesures aéromagnétiques disponibles a été réalisée. Les résultats obtenus sont en très bon accord avec ceux issus d'autres études géologiques ou géophysiques sur la même région. En particulier, nous confirmons l'appartenance des unités serpentinisées de la nappe à un anticlinal régional penché vers l'est.

Grâce à ces cas synthétiques ou réels, nous démontrons que la méthode développée est robuste pour étudier les sources crustales aimantées de Mars.

Trois régions martiennes sont donc considérées. Les deux premières correspondent aux terrains élevés et anciens de l'hémisphère sud, au niveau de Terra Sirenum et au sud du volcan Syrtis Major, alors que la dernière est située dans l'hémisphère nord, dont la surface est plus jeune.

Pour chacune de ces régions, nous démontrons que le meilleur modèle de dipôles est issu de l'inversion conjointe des mesures acquises à basse (100-250 km) et haute (400 km) altitude par MGS. Cependant, l'inversion des mesures de basse altitude contraint déjà très fortement les paramètres des dipôles, ce qui renforce leur intérêt.

Les sources sont profondes et intensément aimantées, sauf dans l'hémisphère nord où l'aimantation est plus faible. Les profondeurs oscillent entre 30 et 145 km, pour des aimantations équivalentes de 1 à 143 A/m. Ces résultats sont comparables à ceux d'autres études sur les mêmes régions, utilisant les mesures magnétiques.

La magnétite est le minéral le plus adéquate pour porter l'aimantation intense de la croûte martienne. Pour le produire en grande quantité à ces profondeurs, un modèle de serpentinitisation de la croûte primitive de Mars est proposé. Ce processus d'aimantation chimique rémanente nécessite certaines conditions qui existaient probablement à l'époque : une convection mantellique, un champ magnétique intense lié à la présence d'une dynamo, et une croûte basaltique contenant beaucoup d'eau. Nous démontrons que l'aimantation engendrée par ce phénomène est de l'ordre de celle des dipôles dérivés dans notre étude.

Enfin, à partir des paramètres d'orientation associée à l'aimantation de ces dipôles, les positions de paléopôles martiens ont été calculées. Elles montrent une concentration dans l'hémisphère nord-ouest de Mars, plutôt en-dessous du parallèle 60°N, où Tharsis est présent. Ces résultats sont en accord avec d'autres études. Il semble que l'aimantation de la croûte située au nord de la dichotomie soit contemporaine de celle de la croûte des hauts plateaux du sud.

L'axe du champ magnétique de l'époque était probablement parallèle à l'axe de rotation de la planète. Ainsi, l'éloignement des paléopôles par rapport au pôle de rotation ac-

tuel témoignerait d'un mouvement apparent du pôle. Nous favorisons la mise en place de Tharsis comme principal responsable de cette réorientation. Néanmoins, d'autres modèles existent. De plus, il convient de vérifier les hypothèses faites pour invoquer un mouvement du pôle plutôt qu'un mouvement des sources.

Perspectives

Bien que notre approche permette de contraindre les paramètres des sources martiennes avec confiance, quelques améliorations sont nécessaires. Parmi elles, la détermination du nombre de sources est cruciale. Par exemple, dans la dernière région étudiée, *Hood et Zakharian* (2001) ont utilisé une seule source pour expliquer le signal, alors que nous en avons utilisé deux. Il s'avère que ces deux sources n'ont pas exactement les mêmes paramètres. Cette ambiguïté se retrouve dans l'étude de la région située au sud de Syrtis Major, où les sources AB/MO-A et -C semblent avoir été privilégiées au dépens des deux autres.

Un autre aspect critique de notre approche concerne les incertitudes sur les paramètres. En effet, elles correspondent à des erreurs mathématiques. Or, dans le cas des paramètres d'inclinaison et de déclinaison, il est difficile d'imaginer des erreurs aussi faibles que celles des sources issues de nos inversions. Ceci influe fortement sur l'incertitude associée aux paléopôles. Il est donc nécessaire d'approfondir ces points pour améliorer notre méthode.

Au-delà des problèmes liés à la méthode, notre étude n'est pas infaillible pour contraindre l'histoire précoce de Mars. Une des questions fondamentales non-résolues est la chronologie des événements, notamment le démarrage, la durée et l'arrêt de la dynamo martienne. Le fait que les cratères d'Hellas et d'Argyre soient désaimantés implique qu'aucune dynamo n'existait lors de ces impacts. Or, comme la plupart des anomalies ont été détectées au-dessus de la surface précoce de Mars (*Krause et Gilmore*, 2000), on suppose que ce champ magnétique a existé avant ces impacts, datés à 3.8-3.9 Ga (*Acuña et al.*, 1999). *Schubert et al.* (2000), eux, ont proposé qu'il a pu exister après. Les principaux arguments en faveur d'une dynamo postérieure sont l'absence d'anomalies magnétiques liées aux cratères des terrains noachiens du sud, ainsi que l'absence d'anomalies dans l'hémisphère nord, dont la croûte sous-jacente semble aussi vieille que celle du sud. De plus, si une convection compositionnelle a lieu dans le noyau externe de l'époque (croissance d'une graine), alors le champ magnétique engendré sera très fort après 4.0 Ga, au contraire de la convection thermique qui sera très efficace au début. En revanche, cette convection compositionnelle est difficile à arrêter, ce qui est en désaccord avec l'absence

de dynamo aujourd'hui. Ce modèle nécessite aussi un fort taux de production crustale tardif, ce qui contredit les observations de surface. Enfin, les terrains formés juste après ces impacts pendant l'Hespérien sont désaimantés, au contraire des terrains antérieurs et de la météorite SNC ALH84001, qui date de 4.4 Ga ([Weiss et al., 2002](#)).

Une datation précise des événements est donc nécessaire pour construire des modèles d'évolution impliquant une dynamo martienne. Ceci sera possible lorsque des échantillons de roches martiennes seront ramenés sur Terre (projet Mars Sample Return), ou datés sur place par des astronautes.

En attendant, l'amélioration constante de la qualité des images acquises en orbite de Mars permet d'espérer une datation de plus en plus précise avec la méthode du compte de cratères.

Concernant les anomalies magnétiques, il est aussi nécessaire d'évaluer précisément l'ampleur latérale et verticale de la désaimantation liée aux impacts (e.g. [Nimmo et Gilmore, 2001](#); [Mohit et Arkani-Hamed, 2004](#); [Artemieva et al., 2005](#)). Pour cela, on peut supposer qu'une couverture complète de Mars avec des mesures magnétiques à basse altitude (< 120 km) permettrait d'observer des anomalies corrélées à certains cratères.

Une des perspectives de mon travail est aussi de mettre en évidence l'intérêt d'une telle mission en réalisant des simulations basées sur les mesures AB déjà disponibles, pour ensuite prédire les anomalies à 120 km d'altitude avec une cartographie complète.

De plus, en vue de futures missions aéromagnétiques sur Mars, des tests d'inversion conjointe de mesures synthétiques correspondant à trois altitudes (100 km, 400 km et 1 km) pourraient être réalisés.

Annexes

Annexe A

Équations

A.1 Dérivées partielles du problème inverse

L'équation 4.22 nécessite le calcul des dérivées partielles de chacune des équations 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.16, 4.17 et 4.18, en fonction des paramètres intervenant dans chacun des modèles. Il y a donc 6 paramètres intervenant dans 3 équations. Leurs dérivées partielles sont donc au nombre de 18 :

$$\begin{aligned}\frac{\partial B_x}{\partial m_x} &= C_m \frac{3r_x r_x - r^2}{r^5} \\ \frac{\partial B_y}{\partial m_x} &= C_m \frac{3r_x r_y}{r^5} \\ \frac{\partial B_z}{\partial m_x} &= C_m \frac{3r_x r_z}{r^5} \\ \frac{\partial B_x}{\partial m_y} &= C_m \frac{3r_y r_x}{r^5} \\ \frac{\partial B_y}{\partial m_y} &= C_m \frac{3r_y r_y - r^2}{r^5} \\ \frac{\partial B_z}{\partial m_y} &= C_m \frac{3r_y r_z}{r^5} \\ \frac{\partial B_x}{\partial m_z} &= C_m \frac{3r_z r_x}{r^5} \\ \frac{\partial B_y}{\partial m_z} &= C_m \frac{3r_z r_y}{r^5} \\ \frac{\partial B_z}{\partial m_z} &= C_m \frac{3r_z r_z - r^2}{r^5} \\ \frac{\partial B_x}{\partial r_x} &= -C_m \frac{3(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z)(1 - (\frac{5r_x r_x}{r^2})) + (6m_x r_x)}{r^5}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial B_y}{\partial r_x} &= -3C_m \frac{(r_x m_y + r_y m_x) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_x r_y}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_z}{\partial r_x} &= -3C_m \frac{(r_x m_z + r_z m_x) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_x r_z}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_x}{\partial r_y} &= -3C_m \frac{(r_y m_x + r_x m_y) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_y r_x}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_y}{\partial r_y} &= -C_m \frac{3(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) \left(1 - \left(\frac{5r_y r_y}{r^2}\right)\right) + (6m_y r_y)}{r^5} \\
\frac{\partial B_z}{\partial r_y} &= -3C_m \frac{(r_y m_z + r_z m_y) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_y r_z}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_x}{\partial r_z} &= -3C_m \frac{(r_z m_x + r_x m_z) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_z r_x}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_y}{\partial r_z} &= -3C_m \frac{(r_z m_y + r_y m_z) - \left(\frac{5(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) r_z r_y}{r^2}\right)}{r^5} \\
\frac{\partial B_z}{\partial r_z} &= -C_m \frac{3(r_x m_x + r_y m_y + r_z m_z) \left(1 - \left(\frac{5r_z r_z}{r^2}\right)\right) + (6m_z r_z)}{r^5}.
\end{aligned}$$

A.2 Équations du paléomagnétisme

Les relations trigonométriques existant dans le triangle sphérique formé par le pôle nord géographique actuel N (équivalent au pôle de rotation de la planète), le paléopôle P et la source aimantée S permettent de retrouver la position de P grâce aux équations suivantes (Figure A.1, [Butler, 1998](#)) :

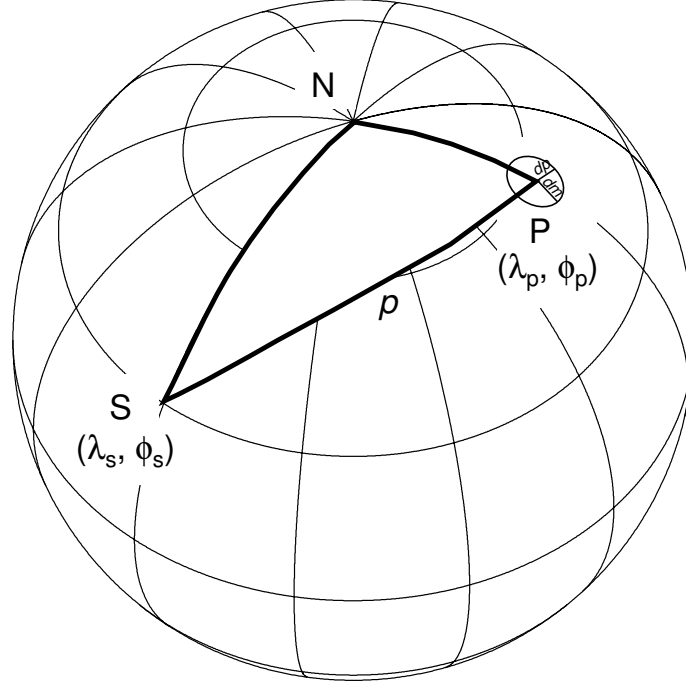


FIG. A.1 – Triangle sphérique entre le pôle nord géographique N de Mars, le paléopôle P et la source aimantée S .

$$\tan \lambda_i = \frac{\tan I}{2}, \quad (\text{A.1})$$

où λ_i , en $^\circ$, positive vers le nord, est la latitude de la source lors de l'aimantation. I est l'inclinaison du dipôle, en $^\circ$, positive vers l'intérieur de la planète.

$$\cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right) = \cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_i \right) + \sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_i \right) \cos D, \quad (\text{A.2})$$

$$\cos (\phi_p - \phi_s) = \frac{\cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_i \right) - \cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right)}{\sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right)}, \quad (\text{A.3})$$

$$\sin (\phi_p - \phi_s) = \frac{\sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_i \right) \sin D}{\sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right)}, \quad (\text{A.4})$$

où λ_p , en $^\circ$, positive vers le nord, et ϕ_p , en $^\circ$, positive vers l'est, sont la latitude et la longitude du paléopôle, respectivement. Ce sont donc les inconnues du problème. λ_s , en $^\circ$, positive vers le nord, et ϕ_s , en $^\circ$, positive vers l'est, sont la latitude et la longitude actuelles du dipôle. Enfin, D , en $^\circ$, est la déclinaison du dipôle, positive dans le sens horaire par rapport au nord.

Ainsi, à partir des valeurs d'inclinaison I et de déclinaison D des dipôles issus de l'inversion des mesures magnétiques MGS, on peut retrouver la position de paléopôles martiens.

L'erreur sur la position de ces paléopôles est donc fonction de l'erreur initiale associée à la détermination de I et D . [Butler \(1998\)](#) définit une ellipse d'incertitude avec un demi-axe dp dans l'allongement du grand cercle SP , et un demi-axe dm perpendiculaire à dp . Exprimés en $^\circ$, ils sont définis par les relations suivantes :

$$dp = 2\alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I} \right), \quad (\text{A.5})$$

$$dm = \alpha_{95} \frac{\sin p}{\cos I}, \quad (\text{A.6})$$

avec α_{95} , l'angle d'incertitude égale à deux fois l'écart-type associé aux paramètres de direction, et p , la distance angulaire SP , ou colatitude magnétique ($\tan p = \frac{2}{\tan I}$). En paléomagnétisme, α_{95} est lié à l'erreur de mesure des directions d'aimantation sur les échantillons de roche. Dans notre cas, il sera défini comme le double de la somme des incertitudes mathématiques associées aux paramètres I et D des dipôles issus de l'inversion des anomalies magnétiques martiennes :

$$\alpha_{95} = 2(dI + dD). \quad (\text{A.7})$$

Annexe B

Publications

B.1 Acte du colloque Swarm

Quesnel, Y., Langlais, B. et Sotin, C.

Derivation of local crustal magnetization using multiple altitude magnetic data

Publié comme acte du premier colloque Swarm, Nantes, 3-5 mai 2006

ESA WPP-261

DERIVATION OF LOCAL CRUSTAL MAGNETIZATION USING MULTIPLE ALTITUDE MAGNETIC DATA

Quesnel, Y., B. Langlais, and C. Sotin

Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, Faculté des Sciences et des Techniques, 2, rue de la Houssinière, BP 92208, Nantes, F-44000 France, Email: yoann.quesnel@univ-nantes.fr

ABSTRACT

The new ESA Swarm mission will measure the magnetic field of the Earth with an unprecedented accuracy. In particular, the different satellites will allow a better characterization of the magnetic field of lithospheric origin. It will be possible to investigate the nature of the lithospheric magnetization. Here we present a method that is well suited for that purpose. Forward and inverse schemes are used together. The *a priori* parameters for the inverse part are those estimated by the direct approach. The method is demonstrated to be accurate, by applying it on aeromagnetic measurements that were acquired above the well-studied Champtoceaux Nappe. The application to Swarm satellite altitude predicted measurements shows that deep-seated magnetic sources as close as 170 km will be distinguished.

1. INTRODUCTION

One of the scientific objectives of the Swarm mission is to improve the characterization of the magnetic field of lithospheric origin. This will allow the properties of the lithosphere to be investigated, in terms of magnetization and depth to the Curie isotherm. The relationship between lithospheric magnetic anomalies and magnetic sources is non-unique. Here forward and inverse methods are compared and used to estimate the location and magnetization of magnetized sources. In the first part, the method is described. The pertinence of the approach is demonstrated by applying it to aeromagnetic measurements; 'magnetic' results are compared to other geophysical information. The third part is devoted to predicted Swarm altitude measurements.

2. METHOD

Inverse methods usually assume either fixed source location or magnetization direction. Furthermore, they are generally applied to isolated dipolar magnetic anomalies. Here we propose an inverse method which solves for the location and direction of the sources together. Several contiguous sources may be studied at the same time.

First, simple forward models such as uniformly magnetized spheres [1], prisms [2] or cylinders [3] are used. Systematic exploration of the parameter space is made to determine what are the best location and

magnetization parameters of these simple geometry sources. These parameters then serve as *a priori* inputs in the inversion process. This is based on a generalized non-linear inversion algorithm [4]. *A priori* standard deviations are associated with the parameters. This is an iterative process. The best model is determined with respect with the χ^2 that is computed at each iteration. *A posteriori* tests on misfits are performed. Possible outliers are removed, followed by a new inversion.

3. APPLICATION TO AEROMAGNETIC DATA

Aeromagnetic survey at 120 m over the Hercynian metamorphic complex of Champtoceaux (Nantes, Western France) were carried in 1998 by the BRGM (french geological survey) [5]. Observational, seismic and gravity data are also available to constrain the geology [6-8]. This will allow our results to be compared.

3.1. Synthetic case

In order to prove the robustness of the inverse method, several tests are first performed with synthetic data. Forward models are used to predict synthetic magnetic anomalies at 3 km. One, two or three sources are considered, between 0 and 15 km initial depth. Contiguous sources may be assigned comparable or very different magnetization. These sources are used to predict synthetic magnetic measurements along profiles or onto regular grids. A 7 nT gaussian noise is added or not.

Many *a priori* parameters and associated standard deviations are tested. For instance, we explore *a priori* depths for the most magnetized dipole, between 0 and 20 km, with associated standard deviations set to 0.1, 1 or 10 km. We show on Fig. 1 the final depth vs. initial one, for different *a priori* depths, and for a standard deviation equal to 0.1 km, in the case of clean data onto a regular grid. Less than 50% of the final depths are within 0.5 km of the initial ones. A 10-km standard deviation is also tested (Fig. 2). In this case, more than 80% of final depths are within 0.5 km of the initial ones. Similar tests are performed for one or two additional sources. In this case, the depth of the other bodies is set to 8 km. Associated *a priori* standard deviations are 0.01 or 1 km. These two additional sources do not alter the estimates of the depth of the first dipole.

These tests underline the need for reasonable *a priori* parameters and standard deviations. These have to be large enough to accommodate possible discrepancies between true and *a priori* parameters.

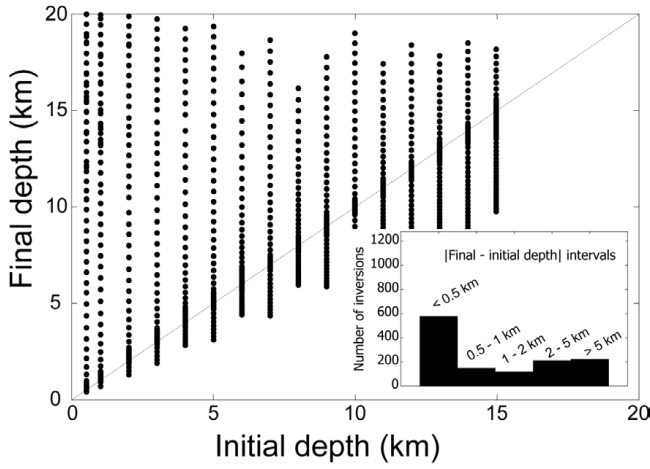


Figure 1: Comparison between inversions with *a priori* depth standard deviation of 0.1 km in the one source configuration with 3 km – altitude synthetic clean data (regular grid). Distribution of different absolute (final – initial) depth intervals is shown in the bottom right panel.

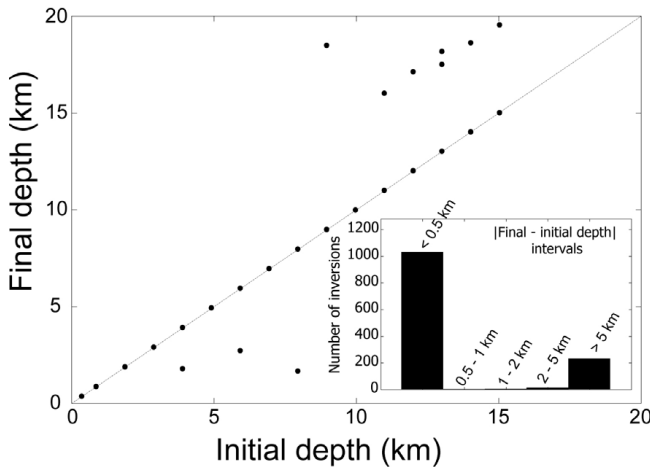


Figure 2: same as Fig. 1 with *a priori* depth standard deviation of 10 km.

Tests were also performed to study the effect of small or large standard deviations on the other parameters (latitude, longitude, but also magnetization directions and intensities). Although the depth appears to be the most critical parameter, similar conclusions are drawn. The final values are close to the initial ones most of the time. Reasonable *a priori* parameters are necessary. Finally, *a priori* data standard deviations must be proportional to the measurement noise.

3.2. Real case

Magnetic measurements over the Champtoceaux complex are 3 km upward continued. Magnetic anomalies as large as 40 nT are linked to superficial serpentinized rock layers (Fig. 3).

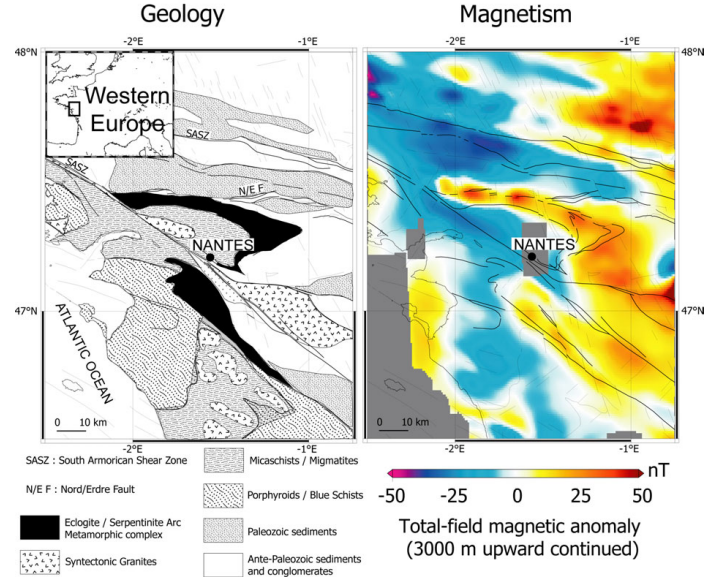


Figure 3: geological (left) and magnetic (right) maps of southeast Armorican massif. Geological map is simplified from [10]. The Champtoceaux belt is the black formation North of Nantes. Magnetic map corresponds with the upward continuation of magnetic measurements acquired at 120 m [5].

Magnetic anomalies are modeled using three uniformly magnetized bodies. Using spheres, prisms or cylinders lead to RMS residuals between observed and predicted lithospheric fields equal to 18, 17 and 16% of the RMS measurements, respectively.

Using reasonable *a priori* parameters given by forward modeling estimations, inversion of measurements improves the fit to 95%. Magnetizations and depths of the three sources vary from 4 to 8 A/m and 3.4 to 6.5 km, from the western to the eastern part of the complex, respectively. These results agree with previous studies [6-9]. Another interesting result comes from the computed magnetization directions, which indicate that the major part of the magnetization may be induced.

4. APPLICATION TO SATELLITE DATA

The case for satellite magnetic measurements is very similar to the one we described above. The main difference comes from the much higher altitude of the measurements. Sources parameters are modified accordingly, in terms of depth and lateral distance. In the following, we first show the usefulness of multiple altitude coverages, by applying our method on

Mars Global Surveyor magnetic measurements. Then we estimate what is the minimum lateral distance between adjacent sources that it is possible to detect using the Swarm satellite measurements.

4.1. The martian “experience”

Mars Global Surveyor probe (launch: 1996) has provided with martian magnetic measurements during different phases. During the AeroBraking (AB) and Science Phase Orbit (SPO) phase, sparse measurements were acquired as low as 100 km in altitude, along elliptical orbits. Since 1999, the Mapping Orbit (MO) phase is characterized by a circular orbit, near an altitude of 400 km. These two distinct phases can be used together, although acquired at different epochs: the magnetic field on Mars is of lithospheric origin [11], and there is no secular variation correction to make. We studied several strong magnetic anomalies over the ancient Terra Sirenum region (-35°N , 200°E) [12]. One AB anomaly has a 1500 nT peak in the radial component at 100 km altitude. Both the forward and inverse models of the single altitude dataset do not explain the signal observed at higher altitude. Similarly, forward or inverse models based on the MO anomaly do not explain the AB one. But the situation is greatly improved when using both AB and MO dataset in a joint inversion process. This gives the best fit to the AB and MO signals. This demonstrates the usefulness of measurements by two satellites at different altitudes. Final source magnetization is about 50 A/m for a 55-km depth. Having two distinct altitude coverage of the same magnetic anomalies allows the magnetic crust and the associated magnetization processes to be better understood.

4.2. Tests with synthetic Swarm data

Swarm-A and -B satellites will measure the terrestrial magnetic field at an altitude of 450 km, whereas the Swarm-C satellite will simultaneously measure it at 530 km. In order to estimate how these dual altitude coverage will help in differentiating adjacent lithospheric magnetized sources, several tests were performed. Two synthetic datasets at 450 and 530 km were created. Fig. 4 shows two N-S profiles centered on the synthetic anomaly corresponding to the two satellite altitudes. These profiles underlines how two close magnetic sources may create only one visible magnetic anomaly. A 1 nT gaussian noise was added. This value is chosen to be the *a priori* standard deviation associated with input data for the inversion. The three components of the magnetic field anomaly are considered.

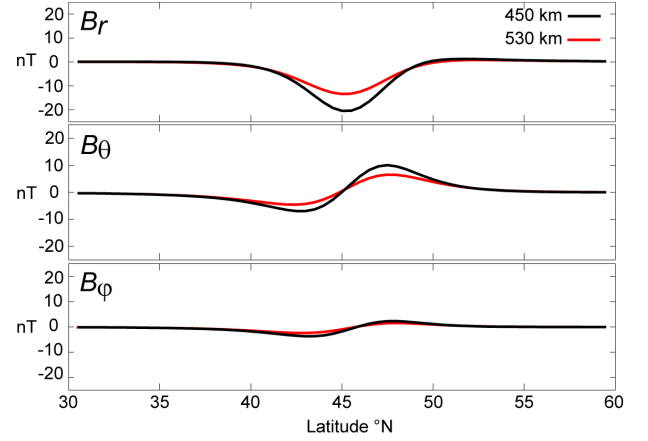


Figure 4: synthetic 3-components magnetic field anomaly profiles generated by two magnetized sources located in 45 and 46.5°N (space interval ~ 170 km). B_r , B_θ and B_ϕ components are represented from top to bottom, respectively. The black line corresponds at the altitude of Swarm-A or -B satellite, whereas the red one is for the Swarm-C altitude.

In the following, latitudinal distance between magnetic sources (40-km deep) is set to 2.7° or 1.5° . (Tab. 1). In the first case, the inversion of the Swarm-A (or -B) dataset alone allows the two sources to be distinguished (error $\sim 15\%$), whereas it is not possible using the Swarm-C subset alone (error $\sim 100\%$). In this case, the two final dipoles are at the same location with different depths. The final space interval is better (error $\sim 7\%$) than the one using only Swarm-A (or -B) subset.

In the second case, only the combined inversion of the two datasets is able to distinguish the sources (error $\sim 20\%$ vs. 93% if using the low-altitude dataset). The final parameters are close to their initial values. This result emphasizes the usefulness of the Swarm constellation.

Table 1: Final latitudinal differences vs. initial ones when using either Swarm-A (or -B), Swarm-C or the two subsets together. Two initial cases are considered: 2.7° (300 km) and 1.5° (170 km).

		$\Delta\lambda_i$	2.7°	1.5°
Swarm-inverted dataset	A (or B)	$\Delta\lambda_f$	2.3°	0.1°
	C		0.0°	0.1°
	A (or B) + C		2.5°	1.8°

5. CONCLUSIONS AND OPENED QUESTIONS

These preliminary results show that our method can be used to derive magnetization parameters of lithospheric sources using aeromagnetic and satellite magnetic surveys. Realistic *a priori* parameter values and

standard deviations have to be carefully chosen for the inversion.

The Swarm satellites will be separated by 80 km in altitude. This difference will allow magnetic sources as close as 170 km to be differentiated. In this preliminary study, we did not consider the lateral distance between Swarm-A and Swarm-B, but this will very likely increase the accuracy of the method.

These results confirm the need for this new Swarm mission, and more generally emphasize the needs for low altitude magnetic surveys, especially on Mars, to characterize the deep-seated magnetic sources embedded in the lithosphere.

6. REFERENCES

1. Blakely R.J., *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, Cambridge, 1995.
2. Plouff D., *Geophysics*, Vol. 41 (4), 727-741, 1976.
3. Talwani M., *Geophysics*, Vol. 30 (5), 797-817, 1965.
4. Tarantola A. and Valette B., *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 20 (2), 219-232, 1982.
5. Truffert et al., *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 333, 263-270, 2001.
6. Marchand et al., *BRGM*, 1988.
7. Bitri C. et al., *C.R. Geoscience*, Vol. 335, 969-979, 2003.
8. Martelet et al., *Tectonophysics*, Vol. 382, 117-128, 2004.
9. Gumiaux, C., *PhD Thesis*, Rennes-1 University, 2003.
10. Chantraine et al., *BRGM*, 1996.
11. Acuña M. et al., *Science*, Vol. 284, 790-793, 1999.
12. Quesnel et al., *Planet. Sp. Sci.*, accepted in 2006.

B.2 Étude de la zone de Champtoceaux (Massif Armoricain, France)

Quesnel, Y., Langlais, B., Sotin, C. et Galdéano, A.

Local inversion of magnetic anomalies : application to the Champtoceaux belt
(Armorican Massif, France)

Première version d'un article en préparation

Août 2006

Local inversion of magnetic anomalies: application to the Champtoceaux belt (Armorican Massif, France)

Yoann Quesnel*, Benoit Langlais, Christophe Sotin

Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, Laboratoire de Planétologie et
Géodynamique, UMR 6112, Faculté des Sciences et des Techniques, 2, rue de la
Houssinière, BP 92208, Nantes, F-44000 France.

e-mail: yoann.quesnel@univ-nantes.fr

phone: +33 (0) 2 51 12 54 67, fax: +33 (0) 2 51 12 52 68

Armand Galdéano

Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, Géomagnétisme Interne, UMR 7577, 4, place
Jussieu, Tour 14, 2^{ème} étage, Aile 14-15, Boite 89, Paris cedex 05, F-75252 France.

e-mail: galdeano@ipgp.jussieu.fr

phone: +33 (0) 1 44 27 49 32, fax: +33 (0) 1 44 27 37 77

*Corresponding author

Abstract

The Champtoceaux belt is a metamorphic complex in the Armorican Massif with serpentinite and eclogite layers which may represent relics of an Hercynian suture zone. In 1998, an aeromagnetic survey detected a strong magnetic signal over these layers. A local inversion of magnetic anomalies is performed to study source parameters. Forward models of uniformly magnetized spheres, prisms and cylinders are first used to predict the magnetic anomalies. Resulting parameters serve as a priori information in an inversion of the magnetic anomaly measurements. This approach allows location, depth and magnetization parameters of magnetized crustal sources to be strongly constrained. The depth of these layers ranges from 4 km in the western part to 7 km in the eastern, which suggests that these layers are associated with the regional eastward dipping antiform. Associated magnetizations are mainly induced, with a larger remanent component in the central part. These results agree with previous geological and / or geophysical studies. The relevance of the method to characterize shallow magnetized crustal sources is thus demonstrated.

Keywords: magnetic anomalies; Champtoceaux belt; crustal magnetic sources; inversion

1. Introduction

Establishing the relationship between magnetic observations and the geological structure of subsurface magnetized bodies has been a challenge for a long time (Vacquier et al., 1951; Naudy, 1971). Magnetic field anomalies created by magnetized bodies of arbitrary shapes (prisms, cylinders,...) are well defined (Telford, 1990; Blakely, 1995). But magnetic sources rarely have such simple geometries (Talwani, 1965). The main difficulty is to adjust the geometry and the magnetization parameters in order to predict the measured anomaly.

Numerical methods can help in understanding how these formations take place in the crust. Forward approaches, exploring the parameter space, have been proved to be efficient in 2D in order to fit profiles (Naudy, 1971; Telford, 1990; Cooper, 1997). In 3-D, the forward approach can provide a good fit of the observations, but the non uniqueness of the problem can not provide a reliable model. Another disadvantage of this method is the large number of parameters to be solved for, which is very time consuming (Bhaskara Rao and Ramesh Babu, 1991). In the following, magnetic measurements are used in an inversion process in order to constrain the magnetization and location parameters of one or several contiguous magnetic dipolar sources.

The goal of this study is to confront the inverse approach with real aeromagnetic measurements acquired over areas where other geophysical and/or geological informations are available. In the first part we introduce the studied area, the Champtoceaux complex in the Armorican Massif (Western France). The second part deals with the magnetic measurements and the preliminary steps that were applied to produce a magnetic anomaly

map of the area. The inverse method is presented in the third part, and the results in the fourth part.

Geological context

This study focuses on the Champtoceaux complex in the Armorican massif (Figure 1). Numerous studies over this region have been conducted and published. They were based on surface geological observations (Barbaroux et al., 1983; Marchand et al., 1988) and petrological and geochemical analysis (Ballèvre et al., 1987; Bosse et al., 2000). The Armorican massif is a relic of the Variscan collision belt (400-350 Ma). A major structural feature of this massif is the South Armorican Shear Zone (SASZ), which consists of two branches in the southeast. Between these branches, the Champtoceaux complex is mainly composed of gneiss and micaschiste layers with eclogite and serpentinized gabbros or peridotites localized outcrops (Marchand, 1981; Barbaroux et al., 1983; Marchand et al., 1988). These layers are Carboniferous-exhumed, northward dipping, high pressure and temperature metamorphic units of a margin which was subducted during the collision (Ballèvre and Marchand, 1991). They could represent basic relics of a Hercynian suture zone. The strike-slip movement of the SASZ deformed the Champtoceaux units in the south during (or after) their extrusion to a antiformal thrusting structure (Berthé et al., 1979; Jégouzo, 1980; Jégouzo et al., 1986; Ballèvre et al., 1987; Martelet et al., 2004). The Nort-sur-Erdre fault separates the complex from low-grade metamorphic rocks in the north.

The crustal structure of this complex, particularly the deep extension of the thrust, was debated until 2000, when the French company “Compagnie Générale de Géophysique”

conducted a seismic survey of the area, in the frame of the Armor-2 Project, which is part of the GéoFrance 3D Program of the BRGM/INSU-CNRS. The interpretation of the seismic cross-section, combined with available magnetic and gravimetric data, shows that the Nort-sur-Erdre fault is the surface expression of a regional southward thrust, which intersects the SASZ at a depth of 15 km. The northern metamorphic units of Champtoceaux, including eclogites and serpentinites, are segmented by the upper part of the thrust (Bitri et al., 2003). The gravimetric anomalies of the region were modelled in 3D by Martelet et al. (2004). They confirm that the Hercynian suture zone with the Champtoceaux units forms a regional antiform with eastward dipping. A magnetic profile along the seismic profile was studied by Gumiaux (2003). Using both wavelet transformation and forward models, he showed that the susceptibility contrasts are strongly correlated with the seismic discontinuities. Segmentation was also suggested for the layers with high magnetic susceptibilities (0.05-0.06 SI; cf. discussion). The lateral extension of the eclogite and serpentinitized units was briefly mentioned, based on filtered magnetic maps. However, no 3-D magnetic investigation was performed. Here the lateral variation of depth and magnetization parameters of these rocks is studied.

2. Data processing and analysis

Magnetic measurements of a 120 m altitude airborne survey acquired in 1998 over the Armorican massif are used (Truffert et al., 2001). Flight lines are North-South oriented, spaced by 500 m, with 10 km-spaced East-West tie-lines. The dataset contains total-field values which are corrected from the local daily variation and the cap effects, and nivalled by

tie-lines. Data are organized onto a 250 (N-S) x 500 (E-W) m grid. It covers the Brittany from (46.38°N, -5.10°E) to (49.21°N, 0.42°E). No measurements were taken over major cities. The regional field is removed from the data using a polynomial surface. Data are upward continued to an altitude of 3 km (Blakely, 1995), in order to remove the high frequency variations.

The resulting magnetic field anomalies over the southeastern part of the Armorican massif (46.5 to 48°N, -2.5 to -0.75°E) are presented on Figure 2. By comparison with the geological map (Figure 1), a positive magnetic anomaly is strongly correlated with the arc of the Champtoceaux units (Truffert et al., 2001; Gumiaux, 2003). Large magnetization of serpentized rocks containing magnetite may be responsible for this signal (Gumiaux, 2003). The eclogitic Essarts complex, the Nort-sur-Edre fault and the northern branch of the SASZ (see Figure 1) are also associated with significant magnetic anomalies.

Three subsets denoted A, B and C (Figure 2) are considered in this study. They contain 4287, 5101 and 4696 measurements, respectively. For each selected area, a central N-S profile is extracted. The one from subset B is the closest to the Armor2/GéoFrance3D seismic profile.

3. Modeling method

In a previous study, Quesnel et al. (2006) described an inverse method that simultaneously solves for the location and the magnetization parameters of the sources. It requires a priori information given by forward modeling. Several contiguous sources can be studied at the same time. Different forward geometries have been used including uniformly

magnetized finite prisms, spheres and cylinders (Talwani, 1965; Plouff, 1976; Blakely, 1995). The initial set of parameters is determined to get the best fit of the observed signal. They serve as inputs in the inverse problem, which solves the equation of the uniformly magnetized sphere, equivalent to a dipole.

The relationships between data d and parameters p are non-linear. Following Tarantola and Valette (1982), the best set of parameters is obtained by minimizing to the least square criterion χ^2 defined as:

$$\chi^2 = \sum_{k=1}^N \left((g(p_k) - d) / \sqrt{C_{dd}} \right)^2 / N \quad (1),$$

with N , the number of measurements, $g(p_k)$, the predicted data vector derived from the parameter vector p_k at iteration k , and C_{dd} , the covariance matrix of data. χ^2 is computed at each iteration. *A posteriori* tests on misfits are performed. Possible outliers are removed, followed by a new inversion if needed.

3. Inversion results

Results are described for each subset, successively. In each case, forward models are first presented.

3.1 Subset A

The central profile for subset A is considered (Figure 3). Peak-to-peak signal is 70 nT. The southern and northern arms of the signal represent the surrounding magnetic anomaly. In the forward modeling, one body is used to predict the central peak, while the

surroundings are represented by three other bodies. One is located south of the peak, whereas two are north of it. The radius of spheres and cylinders is set arbitrarily. A possible set of parameters is given in Table 1. These bodies may not reflect the reality, because only the dipolar moment is significant. Best inclination and declination values are close to the main inducing field ($I = 63^\circ$, $D = 0^\circ$). RMS residuals between observed and predicted field for the selected profile are equal to 10, 12 and 18% of the RMS measurements for spheres, prisms and cylinders, respectively (Figure 3). RMS comparison values increase to 32, 29 and 31% when considering the entire subset A. Our simple approach is based on horizontal bodies with E-W or N-S sides, which can not predict the NW-SE trend of the magnetic anomaly. Surrounding objects are deep with large antiparallel dipolar moment to account for the negative average of the anomaly (Figure 3). The object located in the south may correspond to magnetization contrasts caused by the southern branch of the SASZ, while the northern object is expected to be its northern part.

A priori parameters for the inversion are set accordingly to previous forward sphere model. Because it is the most sensible parameter, several a priori depth values (0.5 to 20 km) and associated Standard Deviation (SD; 0.1 and 1 km) are tested for the shallowest body. Depth SD of other dipoles is set to 1 km. The a priori dipolar moment intensity corresponds with the order of forward model values (10^{11} A.m²). Other parameter SDs (dipolar moment, directions, latitude and longitude) are chosen so that they do not vary too much away from their a priori values. A priori data SD are set to 30% of the observed magnetic field anomaly, but are never lower than 8 nT. Figure 4 shows how the a priori depth value of shallowest

body influences the final χ^2 and depth values for a single profile inversion. Assuming a SD on a priori depth equal to 0.1 km leads to strongly correlated a priori and final depths. The best χ^2 is obtained for an a priori depth of 5 km (final depth is 5 km). On the contrary, when this SD is increased to 1 km, then the final depth remains constant for a priori depth lower than 14 km. In this case, there is a rapid convergence to 5 km depth. This is slightly more than the depth of the corresponding forward sphere model. Then, other parameters are investigated. A priori SDs of other parameters are set to 3.6'', 0.36'', 1 km, 10%, 2° and 1°, for latitude, longitude, depth, dipolar moment, inclination and declination, respectively. A priori data SDs are reduced to 25% but never lower than 6 nT. Final parameters and predicted profile of the best subset A inversion are also indicated in Table 1 and Figure 3. For the shallowest source, the dipolar moment intensity is 30 % larger than the one for the sphere forward model, as expected due to the larger depth. However, the previous tests show that the depth (4.7 km) is more robust for the inversion. The RMS comparison value is 25% for the predicted profile, which is slightly better than 31% associated with the forward models. Although the improvement brought by the inversion is relatively small, the method is proved to be relevant as it more objectively and effectively explores the parameter space. One significant result is that the final inclination (68.4°) of the shallowest dipole is close to its a priori value (63.0°), although its a priori SD is enough large (2°). This shows that the associated magnetization is mostly induced.

3.2 Subset B

Again, four magnetized bodies are used to predict the anomalies. Two are needed south of the central peak, whereas only one is associated with the northern arm. Resulting forward modeling parameters are presented in Table 2. Comparison between observed and predicted profiles is shown on Figure 3. RMS relative differences along the profile are 14, 11 and 15% for spheres, prisms and cylinders, respectively. For subset B entire area, these values are 37, 37 and 36%, respectively.

A priori dipolar moment and location parameter values of the inversion are those of the forward sphere models. Several a priori depth values for the shallowest body are investigated ; profile inversions converge to a depth of ~3-4 km. All parameter and data SDs are similar to those of the subset A inversion. The final subset B model RMS comparison value is 32%. Resulting location parameters are close to those of forward models (Table 2 and Figure 3). The shallowest dipole is at 3.3 km and can be compared to the subset A one (4.7 km). This may indicate that this magnetized unit has a weak westward dip between subset A and B areas. The remanent component seems to be more intense in this part, because the inclination is 36° instead of 63° for the local component of the induced field. In the south extremum is located a 9.0 km deep body which may be associated with the south branch of the SASZ, as in the previous case.

3.3 Subset C

The subset C signal is modelled using only two objects. The southern part of the negative anomaly disappears between areas B and C. Table 3 shows the resulting parameters.

Predicted profiles are compared to the observed one on Figure 3. Profile RMS comparison values are 9%, independantly of the modelled body. They increase to 39, 40 and 43% for entire subset C area inversion, for spheres, prisms and cylinders, respectively.

A priori parameters are set with respect to the forward sphere models. Inversion tests with several a priori depth values for the shallowest body converge to ~7.5 km. Assuming similar parameter and data SDs, RMS comparison value for subset C inversion is 38%. Resulting parameters are also shown in Table 3. The shallowest body is deeper than the two previous models (7.1 km vs. 4.7 and 3.3 km ; Figure 3). Associated dipolar moment is larger (2.2 vs. 1.0 and 0.75 A.m²). As in the subset A inversion case, the induced component dominates the magnetic signal in this area.

4. Discussion

The interpretation of Armor2/GéoFrance3D seismic cross-section is shown on Figure 5. It is close to the central magnetic profile of area B. Resulting dipoles of the corresponding subset B inversion are plotted on the cross-section. The shallowest body location agrees very well with the location of segmented serpentinitized layers revealed by the interpretation of the seismic profile. The corresponding dipolar moment is $0.75 \cdot 10^{11}$ A.m² (Table 2). Assuming a 1.5 km radius sphere, the magnetization is 5.3 A/m. Forward models magnetization intensities range from 4.0 to 9.0 A/m. These values agree with typical magnetization intensities of serpentinites in actual mountain belt (Shive et al., 1988; Shive, 1990) or ancient craton (Gaucher, 1965). This serpentinitized layer seems to be deeper in the eastern part of the complex than in the western and central part. This agrees very well with the interpretation of

a regional E-W axis antiform (including Champtoceaux units) with eastward dipping (Martelet et al., 2004), which confirms that the basic layers are associated with the Hercynian suture zone.

The two southern dipoles may represent the magnetization contrasts due to the southern branch of the SASZ. This fault is vertically prolonged to 15 km, as Bitri et al. (2003) deduced from seismic data. In the same way, the northern 10 km deep dipole is located near the northern branch of the SASZ. However, seismic profile results suggest that this fault has a slight southward slope (Bitri et al., 2003). Thus a large depth is not expected. One alternative interpretation proposed by Gumiaux (2003) is an extended deep body with weak magnetization, such as the numerous buried syntectonic granites that are associated with the SASZ (Berthé et al., 1979; Jegouzo et al., 1986).

Except in the subset B part, the magnetization component seems to be purely induced. This was also observed in continental serpentized rocks (Lienert and Wasilewski, 1979; Shive, 1990), in the contrary of oceanic ones (Oufi et al., 2001; Gopala Rao and Krishna, 2002). The induced magnetization M within the serpentized units depends on the magnetic susceptibility χ of these rocks and the ambient field intensity B :

$$M = (\chi B) / \mu_0 \quad (2),$$

with M in A/m, μ_0 , the vacuum magnetic permeability ($4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m), χ in S.I. and B in Teslas (Blakely, 1995). The local ambient field intensity as predicted by IGRF 9 is about 46930 nT in 1998 (Macmillan et al., 2003). For the 5.3 A/m magnetization previously derived, the magnetic susceptibility is 0.14. In comparison to modelled magnetic

susceptibilities of Gumiaux (2003), this value is 3 times larger. It is due to the simplicity of our approach which uses only one body to represent serpentinized rocks units. On the contrary, Gumiaux (2003) used three bodies with magnetic susceptibilities of 0.057, 0.050 and 0.063. Magnetic susceptibility measurements on rock samples are necessary to confirm this value.

We also performed a gravity anomaly modeling to compare with the magnetic signal modeling. At the top of the Champtoceaux complex serpentinized layer, the gravity anomaly is ~ 1 mgal (Martelet et al., 2004). Here we consider the equation of the maximum gravity anomaly above a sphere:

$$\Delta g_{\max} = 4\pi a^3 G \Delta \rho / 3z^2 \quad (3),$$

where Δg_{\max} in mgal, a is the radius of the sphere in meters, G is the gravitational constant in S.I., $\Delta \rho$ is the density contrast in kg.m^{-3} , and z is the depth of the center of the sphere in meters. A density contrast of 250 kg.m^{-3} between serpentinized rocks units and their surrounding material is assumed. The best radius and depth of a uniformly magnetized sphere can be investigated with respect to the observed gravity signal. If the depth is 3.3 km (dipole c in Table 2), then the resulting radius is 1.16 km. The corresponding magnetization intensity derived from the dipolar moment would be 11 A/m, which would confirm previously modelled values.

These two comparisons and the proximity between our shallowest dipole and interpreted serpentinized layers lead to conclude that our simple approach is relevant to

define reasonable geometry for magnetized units. The accuracy of source depth determination is particularly emphasized.

5. Concluding remarks

This approach investigates the depth of the serpentinitized units that are responsible for the strongest magnetic anomalies of the Champtoceaux complex (Armorican Massif, France). They are localized at shallow depths (< 5 km) in the western and central parts of the complex. A larger depth is required in the eastern part. This confirms that they take place in a regional antiform with eastward dipping. Magnetization directions are consistent with a dominating induced component, except in the central part. These results agree very well with seismic and gravimetric studies of the area. Further investigations such as magnetic susceptibility measurements on serpentinite samples are needed to confirm these results. A seismic network would also provide with new images of the crustal structure in this region.

In this study, forward and inverse approaches are combined. The former provides reasonable estimates of location and geometry of the magnetic sources. The latter constrains the parameters with a priori information based on forward models. Source depth determination is particularly robust. Results prove the relevance of the method to be used over similar areas where geophysical and geological informations are sparse.

Acknowledgements

This study was supported by INSU/CNES Programme National de Planétologie. We thank C. Truffert and the “Bureau de Recherche Géologiques et Minières” who provided us with the aeromagnetic measurements, and C. Gumiaux for a fruitful discussion.

References

Ballèvre, M., Kiénast, J.-R. and Paquette, J.-L., 1987. Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricaire). C. R. Acad. Sci. Paris (série II) 305, 127-131.

Ballèvre, M. and Marchand, J., 1991. Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricaire, France). C. R. Acad. Sci. Paris (série II) 312, 705-711.

Barbaroux, L., Bousquet, B., Sellier, D., Margerel, J.-P., Cavet, P., Godard, G., Marchand, J., Barbaroux-Maurissen, C., Carlier, G., Lasnier, B., Sécher, D. and Bodinier, L., 1983. Carte géologique de la France à 1/50000 : Nort-sur-Erdre. BRGM Editions, Orléans.

Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol. 1 (1), 31-42.

Bhaskara Rao, D. and Ramesh Babu, N., 1991. A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies. Geophysics 56 (11), 1729-1737.

Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C. and Truffert, C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du

Massif Armoricaïn (projet Armor2/programme Géofrance 3D). C. R. Geoscience 335, 969-979.

Blakely, R.J., 1995. Potentiel theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge.

Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J. and De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geol. J. 35, 297-325.

Chantraine, J., Autran, A. and Cavelier, C., 1996. Carte géologique de la France   1/1000000. BRGM Editions, Orléans.

Cooper, G.R.J., 1997. Forward modelling of magnetic data. Computers & Geosciences 23 (10), 1125-1129.

Gaucher, E.H., 1965. Quantitative interpretation of the « Montagne du Sorcier » magnetic anomaly, Chibougamau, Quebec. Geophysics 30, 762-782.

Gopala Rao, D. and Krishna, K.S., 2002. Magnetic rock properties of the gabbros from the ODP Drill Hole 1105A of the Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.) 111 (4), 467-481.

Gumiaux, C., 2003. Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. PhD Thesis, Université de Rennes I.

Jégouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 2 (1/2), 39-47.

Jégouzo, P., Peucat, J.-J. and Audren, C., 1986. Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. France* (8) II (5), 839-848.

Lienert, B.R. and Wasilewski, P.J., 1979. A magnetic study of the serpentization process at Burro Mountain, California. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 43, 406-416.

Macmillan, S., Maus, S., Bondar, T., Chambodut, A., Golovkov, V., Holme, R., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., Manda, M., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A. and Wardinski, I., 2003. The 9th-Generation International Geomagnetic Reference Field. *Geophys. J. Int.* 151, 1051-1056.

Marchand, J., 1981. Écaillage d'un mélange tectonique profond : le complexe crystallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris (série II)* 293, 223-228.

Marchand, J., Sellier, D., Bossière, G., Carlier, G., Deniel, C. and Lasnier, B., 1988. Carte géologique de la France à 1/50000 : Savenay. BRGM Editions, Orléans.

Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D. and Brun, J.-P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117-128.

Naudy, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *Geophysics* 36 (4), 717-722.

Oufi, O., Cannat, M. and Horen, H., 2002. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.* 107 (B5), 2095, 10.1029/2001JB000549.

Plouff, D., 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics* 41 (4), 727-741.

Quesnel, Y., Langlais, B. and Sotin, C., 2006. Local inversion of magnetic anomalies: implication for Mars' crustal evolution. *Planet. Space Sci.*, "Planet Mars II" special issue, in the press.

Shive, P.N., Frost, B.R. and Peretti, A., 1988. The magnetic properties of metaperidotitic rocks as a function of metamorphic grade: implications for crustal magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* 93 (B10), 12187-12195.

Shive, P.N., 1990. The Ivrea Zone and lower crustal magnetization. *Tectonophysics* 182, 161-167.

Talwani, M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics* 30 (5), 797-817.

Tarantola, A. and Valette, B., 1982. Generalized non-linear inverse problems solved using the least-squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20 (2), 219-232.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.

Truffert, C., Gumiaux, C., Chantraine, J., Perrin, J., Galdeano, A., Gapais, D., Ballèvre, M., Asfirane, F., Guennoc, P. and Brun, J.-P., 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). *Magnétisme et radiométrie spectrale. C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences* 333, 263-270.

Vacquier, V., Steenland, N.C., Henderson, R.G. and Zietz, I., 1951. Interpretation of aeromagnetic maps. The Geological Society of America, Memoir 47.

Figure captions

Figure 1: geological and structural map of the studied area. This is a simplified version from Chantraine et al. (1996). The Champtoceaux complex is the black formation North of Nantes, whereas the South one is the Essarts complex. Dashed line shows location of the Armor2/GéoFrance3D seismic profile (Bitri et al., 2003). Top left panel indicates the location in Europe.

Figure 2: aeromagnetic map of the area at 3 km of altitude. The A, B and C zones indicate the selected subsets which characterize the studied anomalies. The seismic profile (see Figure 1) and major geological contours are added in background.

Figure 3: observed (solid line) and predicted (dashed lines) profiles extracted from subsets A, B and C. Forward modeling profiles are thin dashed lines, while inversion resulting profiles are thick dashed lines. Symbols show location of spheres, prisms, cylinders and dipoles. Arbitrary size is given to dipoles.

Figure 4: final chi-squared (top) and depth (bottom) values vs. a priori depth values of the most magnetized body for profile A inversion.

Figure 5: observed (solid line) and predicted profiles B by subset B inversion (dashed line). The interpretation of the seismic survey close to the magnetic profile is shown at bottom (see

Figures 1 and 2 for location; Bitri et al., 2003). The most magnetized (in black) and other (gray) dipoles of subset B inversion are plotted on this cross-section (parameters on Table 2).

Tables

		<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>z</i> (km)	<i>r</i> (km)	<i>M</i> (A/m)	<i>m</i> (10 ¹¹ A.m ²)	<i>I</i> (°)	<i>D</i> (°)
Spheres	<i>a</i>	47.38	-1.90	9.6	4.0	1.4	3.75	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.47	-1.91	3.8	1.5	5.5	0.78	64.7	0.0
	<i>c</i>	47.59	-1.92	7.5	2.5	2.1	1.37	-63.0	180.0
	<i>d</i>	47.68	-1.93	7.8	3.5	1.6	2.87	-63.0	180.0
Prisms	<i>a</i>	47.32 / 47.38	-1.94 / -1.86	8.0 / 14.0	-	2.0	4.83	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.46 / 47.48	-1.92 / -1.90	2.0 / 4.0	-	9.0	0.60	63.0	0.0
	<i>c</i>	47.56 / 47.62	-1.96 / -1.88	8.0 / 13.0	-	2.0	4.00	-63.0	180.0
	<i>d</i>	47.66 / 47.70	-1.97 / -1.89	7.0 / 12.0	-	2.0	2.67	-63.0	180.0
Cylinders	<i>a</i>	47.36	-1.90	15.0	3.6	1.5	-	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.47	-1.91	3.6	1.0	4.0	-	63.0	0.0
	<i>c</i>	47.60	-1.92	8.0	1.7	1.5	-	-63.0	180.0
	<i>d</i>	47.69	-1.93	10.0	2.4	1.5	-	-63.0	180.0
Dipoles	<i>a</i>	47.38	-1.90	10.6	-	-	3.92	-68.2	192.6
	<i>b</i>	47.46	-1.91	4.7	-	-	1.04	68.4	-117.1
	<i>c</i>	47.59	-1.92	9.3	-	-	2.15	-70.2	159.5
	<i>d</i>	47.69	-1.93	8.9	-	-	3.96	-66.8	120.0

Table 1: parameters of best subset A forward model. Latitude, longitude and the depth z correspond to the location of the center of spheres and cylinders, or to the dimensions of the prisms. r and M is the radius and magnetization of the spheres and cylinders, respectively. m is the corresponding dipolar moment. I and D are inclination and declination values. Last raw show dipole parameters which result from subset A inversion.

		<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>z</i> (km)	<i>r</i> (km)	<i>M</i> (A/m)	<i>m</i> (10 ¹¹ A.m ²)	<i>I</i> (°)	<i>D</i> (°)
Spheres	<i>a</i>	47.24	-1.64	7.0	2.0	2.0	0.67	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.35	-1.65	10.0	3.0	2.0	2.26	-63.0	180.0
	<i>c</i>	47.45	-1.65	2.5	1.1	7.8	0.35	63.0	0.0
	<i>d</i>	47.65	-1.67	10.0	3.5	2.0	3.60	-63.0	180.0
Prisms	<i>a</i>	47.20 / 47.26	-1.68 / -1.61	10.0 / 15.0	-	2.0	3.53	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.33 / 47.37	-1.67 / -1.63	8.0 / 14.0	-	2.0	1.21	-63.0	180.0
	<i>c</i>	47.44 / 47.46	-1.66 / -1.64	2.1 / 4.0	-	9.0	0.87	74.0	0.0
	<i>d</i>	47.59 / 47.66	-1.69 / -1.62	6.8 / 10.0	-	2.0	2.61	-80.0	180.0
Cylinders	<i>a</i>	47.22	-1.64	8.0	1.3	1.5	-	-63.0	180.0
	<i>b</i>	47.34	-1.65	15.0	2.5	1.5	-	-63.0	180.0
	<i>c</i>	47.46	-1.65	3.9	1.0	4.0	-	63.0	0.0
	<i>d</i>	47.63	-1.67	7.0	1.7	1.5	-	-73.0	180.0
Dipoles	<i>a</i>	47.24	-1.64	9.2	-	-	0.84	-72.9	164.5
	<i>b</i>	47.35	-1.65	10.7	-	-	2.19	-53.6	-170.0
	<i>c</i>	47.43	-1.65	3.3	-	-	0.75	36.0	-152.4
	<i>d</i>	47.64	-1.67	11.0	-	-	4.38	-59.0	130.6

Table 2: same as Table 1 for subset B.

		<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>z</i> (km)	<i>r</i> (km)	<i>M</i> (A/m)	<i>m</i> (10 ¹¹ A.m ²)	<i>I</i> (°)	<i>D</i> (°)
Spheres	<i>a</i>	47.38	-1.30	7.0	1.8	9.0	2.20	58.0	0.0
	<i>b</i>	47.58	-1.31	10.0	2.0	3.0	1.00	-63.0	180.0
Prisms	<i>a</i>	47.36 / 47.40	-1.32 / -1.28	5.0 / 7.2	-	6.0	1.77	55.0	0.0
	<i>b</i>	47.50 / 47.60	-1.33 / -1.29	10.0 / 15.0	-	1.0	1.67	-50.0	180.0
Cylinders	<i>a</i>	47.38	-1.30	6.1	1.0	5.0	-	70.0	0.0
	<i>b</i>	47.58	-1.31	12.0	1.5	1.5	-	-20.0	180.0
Dipoles	<i>a</i>	47.38	-1.30	7.1	-	-	2.20	61.1	-0.9
	<i>b</i>	47.58	-1.31	10.1	-	-	1.00	-67.5	178.9

Table 3: same as Table 1 for subset C, with two objects.

Figures

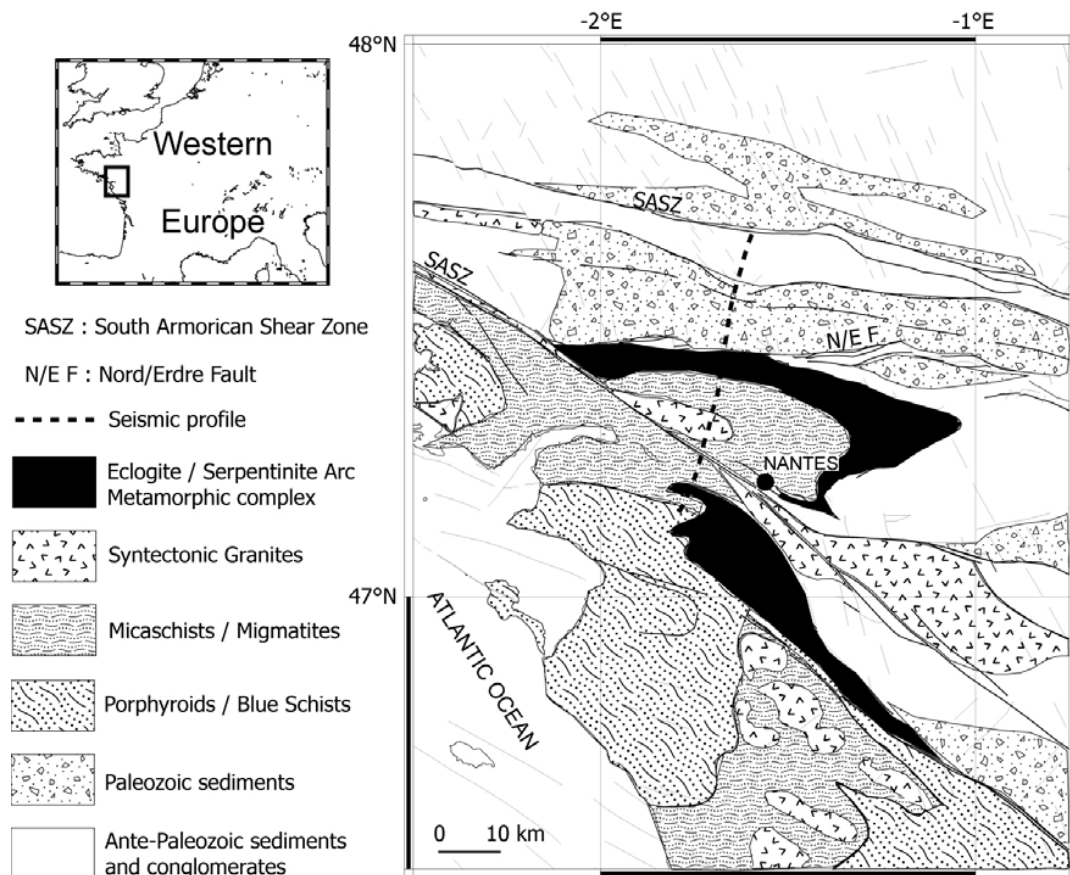


Figure 1: geological and structural map of the studied area. This is a simplified version from Chantraine et al. (1996). The Champtoceaux complex is the black formation North of Nantes, whereas the South one is the Essarts complex. Dashed line shows location of the Armor2/GéoFrance3D seismic profile (Bitri et al., 2003). Top left panel indicates the location in Europe.

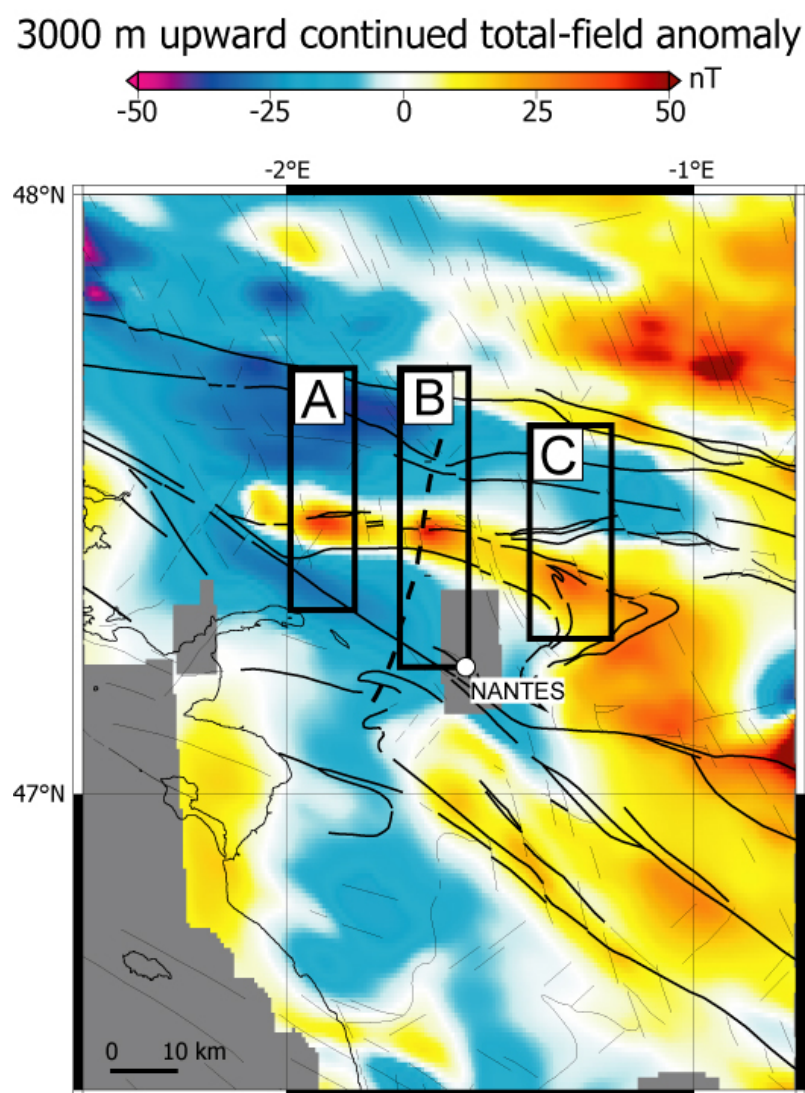


Figure 2: aeromagnetic map of the area at 3 km of altitude. The A, B and C zones indicate the selected subsets which characterize the studied anomalies. The seismic profile (see Figure 1) and major geological contours are added in background.

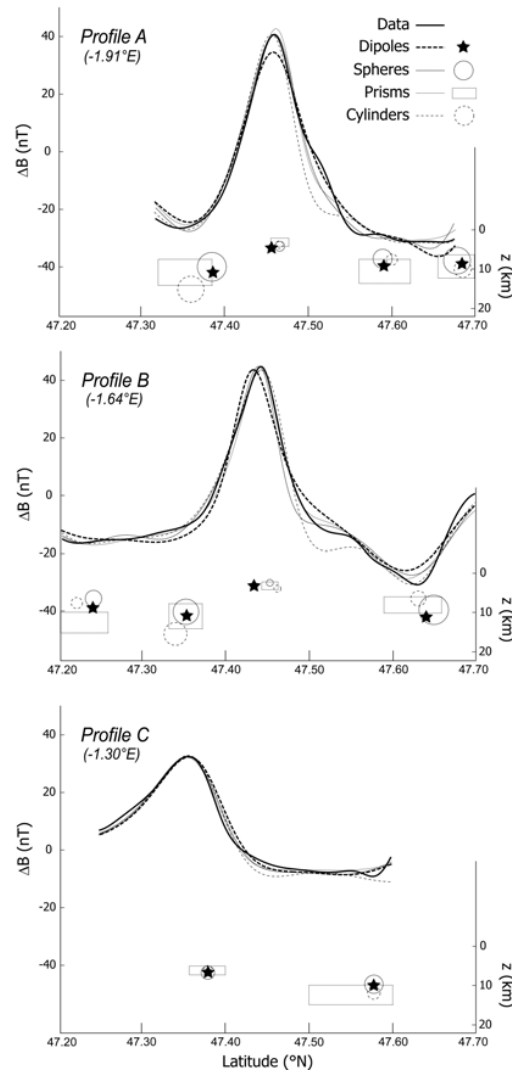


Figure 3: observed (solid line) and predicted (dashed lines) profiles extracted from subsets A, B and C. Forward modeling profiles are thin dashed lines, while inversion resulting profiles are thick dashed lines. Symbols show location of spheres, prisms, cylinders and dipoles. Arbitrary size is given to dipoles.

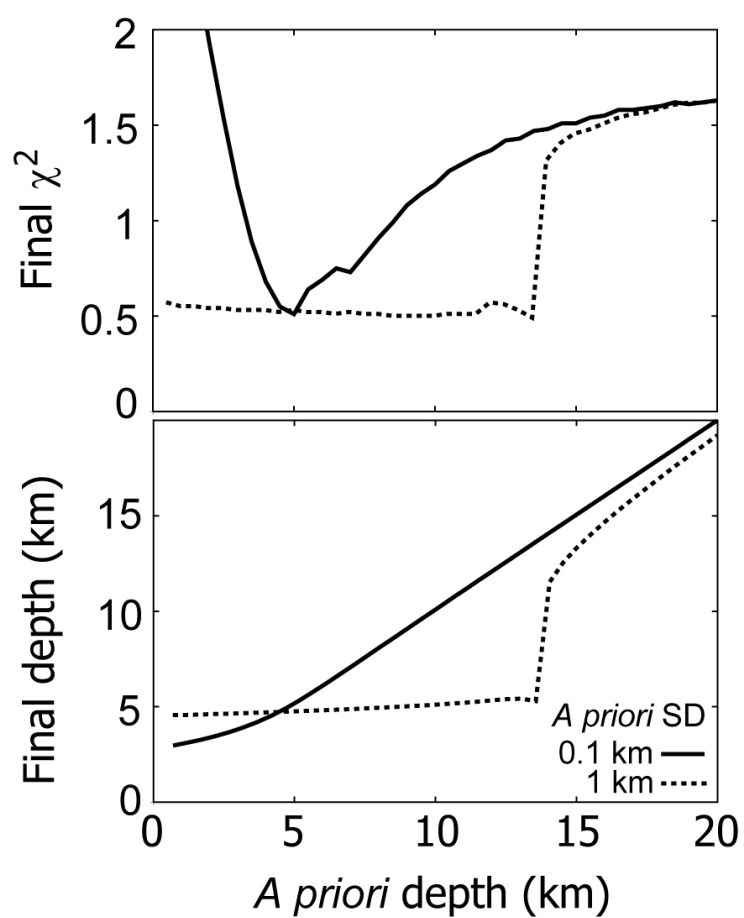


Figure 4: final chi-squared (top) and depth (bottom) values vs. a priori depth values of the most magnetized body for profile A inversion.

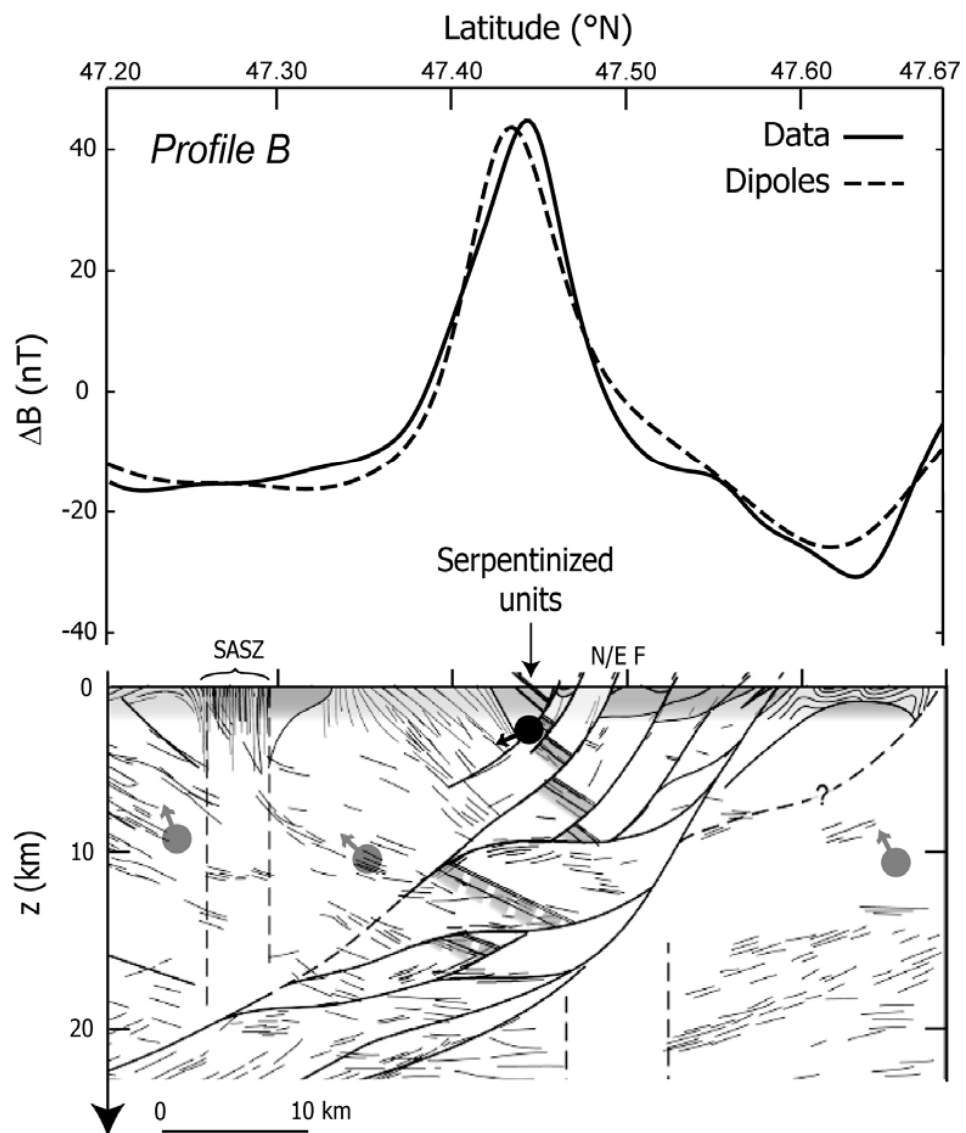


Figure 5: observed (solid line) and predicted profiles B by subset B inversion (dashed line). The interpretation of the seismic survey close to the magnetic profile is shown at bottom (see Figures 1 and 2 for location; Bitri et al., 2003). The most magnetized (in black) and other (gray) dipoles of subset B inversion are plotted on this cross-section (parameters on Table 2).

B.3 Étude des anomalies magnétiques de Terra Sirenum (Mars)

Quesnel, Y., Langlais, B. et Sotin, C.

Local inversion of magnetic anomalies : Implication for Mars' crustal evolution

Article publié en février 2007 dans *Planetary and Space Science*, 55, 258-269,
doi :10.1016/j.pss.2006.02.004

2006

Available online at www.sciencedirect.com

Planetary and Space Science 55 (2007) 258–269

**Planetary
and
Space Science**www.elsevier.com/locate/pss

Local inversion of magnetic anomalies: Implication for Mars' crustal evolution

Yoann Quesnel*, Benoit Langlais, Christophe Sotin

*Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, Faculté des Sciences et des Techniques, 2, rue de la Houssinière, BP 92205, Nantes, F-44000, France*Received in revised form 17 February 2006; accepted 17 February 2006
Available online 23 August 2006

Abstract

Martian magnetic anomalies have been revealed by the Mars Global Surveyor (MGS) mission in the south hemisphere of Mars. The present study models anomalies located in the ancient Terra Sirenum area between latitudes 26°S and 40°S and longitudes 185°E and 210°E using forward and inverse approaches. While the high-altitude measurements reveal the presence of two main magnetic anomalies, three are detected by low-altitude data. They are modeled as uncorrelated dipolar sources. Forward models predict large magnetizations between 30 and 60 A/m. A generalized non-linear inversion is used to determine the characteristics of the dipoles, based on different subsets of data. Low-altitude measurements inversion leads to more reliable results than those obtained by the inversion of high-altitude measurements only. Inversion of both low- and high-altitude data together provides with three dipoles that explain more than 57% of the signal, within this 10⁶ km² area. All dipoles have large magnetizations. Serpentinization of the early martian crust can explain such remanent magnetizations. Two resulting dipoles are 56 km deep, which suggests a locally thick martian crust. The last one is shallower (31 km). This indicates different origins and/or magnetization processes. Paleomagnetic poles are calculated and located around the Tharsis bulge. It suggests that Tharsis formed at high latitudes and moved toward its present location by polar reorientation.

© 2006 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Mars; Magnetic field; Lithospheric sources; Local inversion; Polar wander

1. Introduction

The MAG/ER experiment onboard the Mars Global Surveyor (MGS) spacecraft detected strong and localized magnetic anomalies on Mars (Acuña et al., 1999). No Earth-like global magnetic field was measured. Instead, there is a strong lithospheric field of remanent origin. It indicates that an intense global magnetic field was present at some time in the past. The nature of the processes that led to the formation of these magnetic anomalies is still debated. One possibility is that the magnetic field was recorded by Fe-bearing minerals contained in the crust as they cooled down below their Curie temperature, either during the accretion or later. Hydrothermal activity has

also been proposed as a source of magnetization (Scott and Fuller, 2004), based on the spatial coherence between strong magnetic anomalies and valley networks (Jakosky and Phillips, 2001; Harrison and Grimm, 2002; Hood et al., 2005). Understanding the origin and timing of these magnetic anomalies would provide strong constraints on Mars' thermal history and on the evolution of its water cycle if one can prove that hydrothermal activity is responsible for their formation.

Several studies have been made to derive global constant-altitude maps of the remanent magnetic field. Terrestrial methods were used such as spherical harmonics analysis (Cain et al., 2003; Arkani-Hamed, 2004). This method provides a global view of the magnetic field of Mars. Equivalent source dipole methods were also used (Purucker et al., 2000; Langlais et al., 2004), which give further information on what could be the magnetization.

Other studies dealt with isolated anomalies. Some are based on the Mapping Orbit phase dataset (~400 km

*Corresponding author. Tel.: +33 2 51 12 54 67; fax: +33 2 51 12 52.

E-mail addresses: yoann.quesnel@univ-nantes.fr (Y. Quesnel),
benoit.langlais@univ-nantes.fr (B. Langlais),
christophe.sotin@univ-nantes.fr (C. Sotin).

altitude). Smrekar et al. (2004) focused on a small area of the crustal dichotomy (50–90°E). Using gravity and magnetic forward modeling methods, they tested several magnetization intensities and inclinations. 10 km-thick bodies associated with a 150 kg/m³ density contrast, a 9 A/m magnetization intensity and a 30° inclination are used to fit the gravity and magnetic signals. Frawley and Taylor (2004) also performed forward modeling and inversion of several isolated magnetic anomalies. Depths to the sources range between 0 and 160 km, depending on the anomaly. These high-altitude data however do not allow magnetic signatures and surface structures to be correlated on a very local scale. Lower altitude (100–300 km) AeroBraking phase (AB) and Science Phasing Orbit (SPO) measurements were also used. Arkani-Hamed (2001) used vertical prisms with circular cross-sections to model four isolated 120 km altitude magnetic anomalies. A 5 A/m magnetization contrast between these bodies and the surrounding crust was found.

These two high and low-altitude datasets are highly complementary. While the MO measurements provide us with a global view of the magnetic anomalies, the smaller wavelengths present in the AB dataset allow local studies to be performed. Here we propose to use together AB and MO measurements in a generalized non-linear inversion scheme to derive characteristics of local magnetic sources. We consider an area located within Terra Sirenum, between latitude 26°S and 40°S, longitude 185°E and 210°E (Fig. 1). Its age is Noachian (Tanaka, 1986; Hartmann and Neukum, 2001). The mean surface elevation is 1.5 km but large variations exist from the base of Newton impact crater (−2.3 km) to the top of a plateau located in the center of the region (4 km). Crater diameters range from less than 1 to almost 300 km for Newton. There

is also a long thin ENE-WSW transverse fault (Sirenum Fossae). This may be the manifestation of a subsurface dike emplacement (Wilson and Head, 2002), or a fault correlated with the Tharsis dome emplacement during the middle- to late- Noachian (Solomon et al., 2005). A strong negative free-air gravity signature correlates with the Newton crater (−183 mgal based on the model of Yuan et al., 2001). Although the resolution of the gravity model prevents any conclusion about isostatic compensation for the other smaller craters, the compensation percentage for Newton (57% for a crustal density of 3000 kg/m³) suggests that its emplacement occurred in a cold and rigid lithosphere, and that smaller craters in this area are not compensated.

The paper is constructed in the following way. In the first part, we present the dataset used. The inversion of the magnetic data is based on the theory of nonlinear generalized inversion described by Tarantola and Valette (1982). The application to the magnetic data sets is described in the second part of the paper. Then the results in terms of depth of the anomalies and magnetization of the magnetic sources are described. Finally, we discuss the possible geological processes responsible for the crustal magnetization and the thermal evolution of the martian crust in this area.

2. Data processing and inversion scheme

2.1. Data description

During the MGS mission, magnetic data were obtained during AeroBraking (AB) phase and Mapping Orbit (MO) phase. AB measurements under 250 km altitude are considered. These data were mostly acquired on the dayside

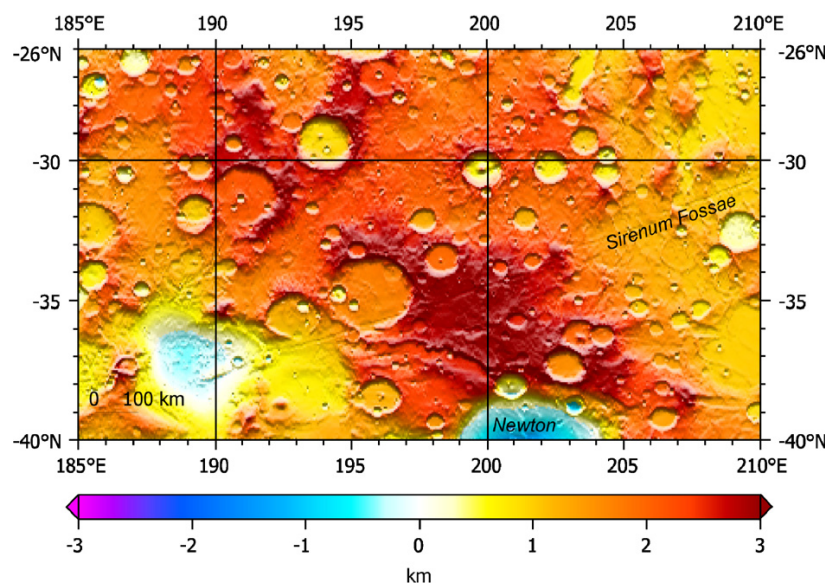


Fig. 1. Topography of the studied area.

of Mars. Errors due to possible external fields are counter-balanced by the low altitude and thus the better sensitivity of the measurements to close-to-the-surface magnetic sources. MO nightside measurements are used to better constrain the large scale magnetic field. The inversion process uses magnetic data along track at a ~ 1 Hz sampling rate. The three components of the magnetic field are taken into account. B_r is the radial component (positive outward), B_θ the north-south component (positive southward) and B_ϕ the east-west component (positive eastward). More weight is given to the radial component, because it is less contaminated by external fields.

Measurements are shown above the region of interest in Fig. 2. In this area, altitude ranges between 102 and 250 km for AB measurements, and between 364 and 377 km for MO. Altitude of adjacent AB tracks can differ a lot. Due to orbital parameters, altitude of MO measurements at a given latitude remains almost constant. The AB B_r

component shows a very strong positive magnetic extrema centered near $(32^\circ\text{S}, 191^\circ\text{E})$. It is denoted anomaly AB-A in the rest of the paper. A 120 km diameter crater is located one degree North of the peak of anomaly AB-A. Two other anomalies (denoted AB-B and AB-C) located at $(35^\circ\text{S}, 199^\circ\text{E})$ and $(32^\circ\text{S}, 204^\circ\text{E})$ show up at this altitude. The MO B_r data map shows that the coverage is almost complete. A large and smooth positive anomaly is located at $(33^\circ\text{S}, 191^\circ\text{E})$. It seems correlated with anomaly AB-A. This anomaly is denoted MO-A. A negative anomaly shows up in the radial component in the East but not clearly in the total magnetic field. This second anomaly corresponds to the anomaly AB-C although it seems to be located more to the East. It is denoted anomaly MO-C.

From these simple observations, it seems that the source of anomaly AB- and MO-A is deeper and stronger than the ones of anomaly AB-B, AB- and MO-C. One purpose of the inversion will be to compare how these anomalies are

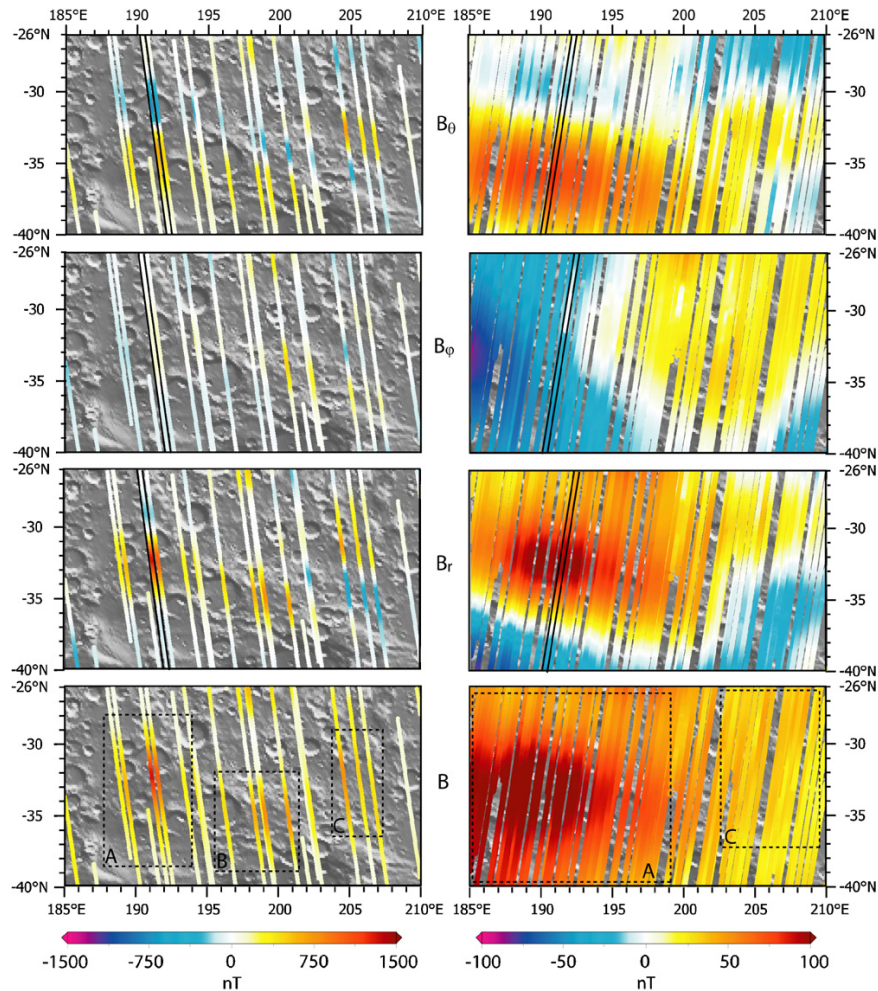


Fig. 2. MGS MAG/ER AB (left) and MO (right) magnetic field measurements in the studied area. Dashed squares limit the different subsets of data for the inversions of AB-A, -B and -C on the AB B component map, and MO-A and -C on the MO B component map. Profiles with black borders are selected to represent AB-A and MO-A anomaly (see Fig. 3).

consistent with the two data sets and to compare separate inversion to global inversion of both data sets.

2.2. Forward models

Outside the sources, the magnetic field \vec{B} is expressed as the gradient of a magnetic potential V :

$$\vec{B} = -\vec{\nabla} V. \quad (1)$$

On a point P at a distance r from the dipole of moment m , this potential V is expressed as

$$V(P) = C_m \frac{\vec{m} \cdot \vec{r}}{r^3}, \quad (2)$$

where C_m is a constant (10^{-7} S.I.) (e.g. Blakely, 1995). The resulting magnetic field created by a uniformly magnetized sphere of dipolar moment \vec{m} is expressed as

$$B_x = \frac{C_m}{r^5} [3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z) \cdot r_x - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2) \cdot m_x] = -B_\theta, \quad (3a)$$

$$B_y = \frac{C_m}{r^5} [3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z) \cdot r_y - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2) \cdot m_y] = B_\phi, \quad (3b)$$

$$B_z = \frac{C_m}{r^5} [3(m_x \cdot r_x + m_y \cdot r_y + m_z \cdot r_z) \cdot r_z - (r_x^2 + r_y^2 + r_z^2) \cdot m_z] = -B_r, \quad (3c)$$

where (m_x, m_y, m_z) and (r_x, r_y, r_z) are the components of \vec{m} and \vec{r} , respectively. The dipolar moment \vec{m} is the product of the magnetization by the volume of the sphere. Such a geometry can easily be associated with a geological setting.

Uniformly magnetized prisms are also used. Such prisms can be interpreted as dikes for instance. This is based on the equations of Plouff (1976):

$$B_x = M_x \cdot V_1 + M_y \cdot V_2 + M_z \cdot V_3 = -B_\theta, \quad (4a)$$

$$B_y = M_x \cdot V_2 + M_y \cdot V_4 + M_z \cdot V_5 = B_\phi, \quad (4b)$$

$$B_z = M_x \cdot V_2 + M_y \cdot V_4 + M_z \cdot V_5 = B_\phi, \quad (4c)$$

where M_x , M_y and M_z are the three components of the magnetization vector, and V_{1-6} are volume integrals defined by Talwani (1965).

These forward models give an idea of the sources responsible for the magnetic anomalies. They also serve as inputs in the following inverse problem.

2.3. Inverse models

The equations to be solved are those of the uniformly magnetized sphere, equivalent to a dipole. The problem is nonlinear due to the intrinsic dependance of Eqs. (3a)–(3c) with the six parameters m_x , m_y , m_z , r_x , r_y and r_z . Forward models are used to estimate reasonable *a priori* values of these parameters.

Tarantola and Valette (1982) described the theory of generalized nonlinear inversion. The algorithm used in our study is based on their Eq. (24):

$$p_{k+1} = p_0 + \left(G_k^T \cdot C_{d_0 d_0}^{-1} \cdot G_k + C_{p_0 p_0}^{-1} \right)^{-1} \cdot G_k^T \cdot C_{d_0 d_0}^{-1} \cdot [d_0 - g(p_k) + G_k \cdot (p_k - p_0)], \quad (5)$$

where p_{k+1} is the parameter vector at the iteration $(k+1)$ and p_0 is the *a priori* parameter vector. d_0 is the data vector, and $g(p_k)$ is the predicted data vector at the iteration k . G_k is the matrix of partial derivatives ($G_k = \partial g / \partial p_k$) at the iteration k . $C_{d_0 d_0}$ and $C_{p_0 p_0}$ are, respectively, the covariance matrix of data and *a priori* parameters. Data and initial parameters are assigned to small and large Standard Deviations (SD), respectively.

The algorithm is iterative. At each step χ^2 is computed:

$$\chi^2 = \frac{\sum_{k=1}^N ((g(p_k) - d_0) / \sqrt{C_{d_0 d_0}})^2}{N}, \quad (6)$$

with N , the number of measurements. The inversion runs for a large number of iterations. The model associated with a closest-to-unity χ^2 is kept. This avoids iterations stopping at a local minimum. Input parameters, data, and SDs may be adjusted in order to obtain a nearest-to-unity value of the best χ^2 . *A posteriori* tests on misfits are applied to verify their final gaussian distribution. Possible outliers are then removed and a new inversion is performed.

3. Results

Results of forward modeling are first introduced. These results serve as input parameters for the inversion using either AB, MO, or AB + MO datasets.

3.1. Forward modeling

The three AB-A, AB-B, and AB-C magnetic anomalies are modelled using three uniformly magnetized spheres. The center of each sphere is located beneath the maximum of the total magnetic field. Source depth and magnetization influence the amplitude of the signal. The shape of a given anomaly is first adjusted by the inclination I and the declination D , and then by moving the location of the center of the source. Parameters of the spheres are indicated in Table 1. The predicted field associated with anomaly AB-A along a AB track is shown in Fig. 3a (the orbit passes above the AB-A magnetic source; see Fig. 2). The low-altitude observations are well fitted by the model. Root mean square (rms) residuals between measurements and predictions for anomaly A dataset are 98, 112 and 77 nT for B_r , B_θ and B_ϕ , respectively (rms measurements are 353, 278 and 96 nT, respectively). Correlation coefficients are 0.95, 0.98 and 0.75. The poorer fit of B_ϕ may be explained by larger external field in this component. Predictions for high-altitude measurements are weaker, as shown on Fig. 3b (the corresponding profile is shown in

Table 1
Spheres forward model parameters for AB anomalies

Anomaly	Lat. (°N)	Lon. (°E)	Depth (km)	m (10^{16} A m ²)	I (°)	D (°)
AB-A	−32.0	191.0	50	2.7	−60	180
AB-B	−35.0	199.0	50	1.7	−50	70
AB-C	−32.8	204.0	60	3.4	0	0

Each sphere is assumed to be tangent to the surface. Corresponding magnetization intensity values are 51.6, 32.5 and 37.6 A/m, for AB-A, -B and -C spheres, respectively.

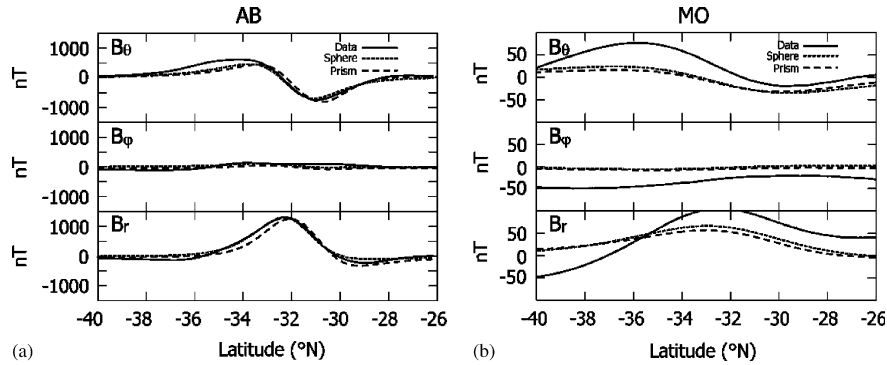


Fig. 3. AB (a) and MO (b) profiles comparison between data (solid line) and forward models (dashed line), for anomaly AB-A and MO-A. The selected profiles are shown with black borders in Fig. 2. The parameters of the forward models are shown in Tables 1 and 2.

Table 2
Prisms forward model parameters for AB anomalies

Anomaly	Lat. 1 (°N)	Lat. 2 (°N)	Lon. 1 (°E)	Lon. 2 (°E)	Thickness (km)	m (10^{16} A m ²)	I (°)	D (°)
AB-A	−32.5	−30.5	190	192	50	2.1	−40	180
AB-B	−35.5	−33.5	198	200	25	1.0	−65	180
AB-C	−33.3	−32.3	203	205	60	2.1	5	10

Lat. 1, Lat. 2, Lon. 1 and Lon. 2 correspond to South, North, West and East limits of the prisms, respectively. Each prism has its roof at the surface. Corresponding magnetization intensity values are 35.3, 34.8 and 59.7 A/m, for AB-A, -B and -C prisms, respectively.

Fig. 2). Associated correlation coefficients are 0.47, 0.91, 0.89, but rms residuals are large (~ 33 nT) compared to the measurements (~ 42 nT). Similar observations are made for AB-B and AB-C anomalies. Although the anomalies are close to each other, their sources have not necessarily the same characteristics, except for a large depth and a strong magnetization. The AB-A and AB-B sources have a steep inclination, while the AB-C one is horizontal.

Uniformly magnetized prisms are also investigated. There are more parameters than uniformly magnetized spheres. Notably, lateral dimensions influence the signal. Several configurations are then tested. Resulting parameters are given in Table 2. The field associated with AB-A source along a AB track is also shown on Fig. 3a. AB-A field predictions are not as good as those of uniformly magnetized spheres (124, 133 and 72 nT for B_r , B_θ and B_ϕ rms residuals). Again, the high-altitude measurements are not well predicted (Fig. 3b; B_r , B_θ and B_ϕ rms residuals are 43, 36 and 31 nT). Source parameters are very close to each other (sphere vs. prism). The only noticeable difference

arises for AB-B anomaly; this may be related to the weaker amplitude of this anomaly, which makes it more difficult to characterize. Despite the simplicity of these approaches, they both lead to a similar conclusion. There is a significant magnetization associated with these anomalies.

3.2. Inversion of low-altitude anomalies

In the following, we use the forward modeling results as input parameters for the inverse problem. We first consider three subsets of the AB dataset separately, one for each AB anomaly. Their limits are shown in Fig. 2. The three subsets contain 299, 179 and 150 vector triplets, respectively. Then, all three subsets are used together. Finally, all AB measurements are taken into account.

Initial data SDs are set to 30% of the measured magnetic field, but are never lower than 75 nT. Initial SD on each component of the magnetization is set to 200%, in order to allow for a large parameter space exploration. The initial value of dipolar moment is 10^{16} A m². The location of the

dipole is less constrained perpendicularly to the N–S direction of the tracks. Therefore the SD on latitude is larger than the one on longitude (100 km vs. 1 km). In other words, the anomaly is imposed to lie beneath the tracks.

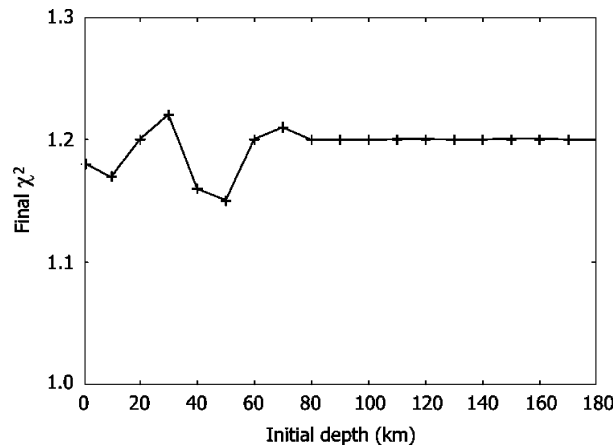


Fig. 4. Final chi-squared dependence with initial depth for inversion AB-A.

Larger SDs on longitude would have resulted in dipoles away from the track area.

Single altitude measurements weakly constrain the source depths. As a consequence, a systematic exploration for initial values of the latter is made. We also observe that the final depth and the dipolar moment strongly depend on each other. The deeper the source, the larger the dipolar moment. Fig. 4 shows the evolution of χ^2 (Eq. (6)) as a function of the initial depth for anomaly AB-A inversion. A minimum is reached for an initial depth of 50 km (which yields a final value of 49 km). This is the value we use, with a SD set to 10 km. The same procedure is applied for anomalies AB-B and AB-C.

The input and resulting parameters for the AB-A dipole are shown in Table 3. There is a rapid convergence toward a stable solution after a few iterations. The final distribution of data misfits approaches a gaussian one, but the peak is shifted. Final parameter SDs are small compared to the initial one. SD of the dipolar moment falls off during the inversion (87% of the value to 2.7%). The same observation is made for the depth (20%–0.9%). The solution appears to be a robust one. The AB-A model is used to predict the magnetic field along the AB track (Fig. 5a), as well as the

Table 3
Output dipole parameters for AB separated datasets inversion

	Lat. (°N)	dLat. (°)	Lon. (°E)	dLon. (°)	Depth (km)	dDepth (km)	m (10^{16} A m ²)	dm (10^{16} A m ²)	I (°)	dI (°)	D (°)	dD (°)
Input AB-A	−32.00	1.70	191.00	0.02	50.00	10.00	3.00	2.60	−60.00	1.16	180.00	1.89
AB-A	−31.84	0.02	190.92	0.02	48.94	0.46	3.36	0.09	−49.00	0.03	8.00	0.04
AB-B	−35.20	0.04	199.10	0.02	88.80	0.69	2.70	0.04	−66.00	0.01	−29.00	0.03
AB-C	−33.31	0.02	204.10	0.02	25.56	0.70	1.40	0.07	18.00	0.04	4.00	0.03

dLat., dLon., dDepth, dm, dI and dD are the standard deviations.

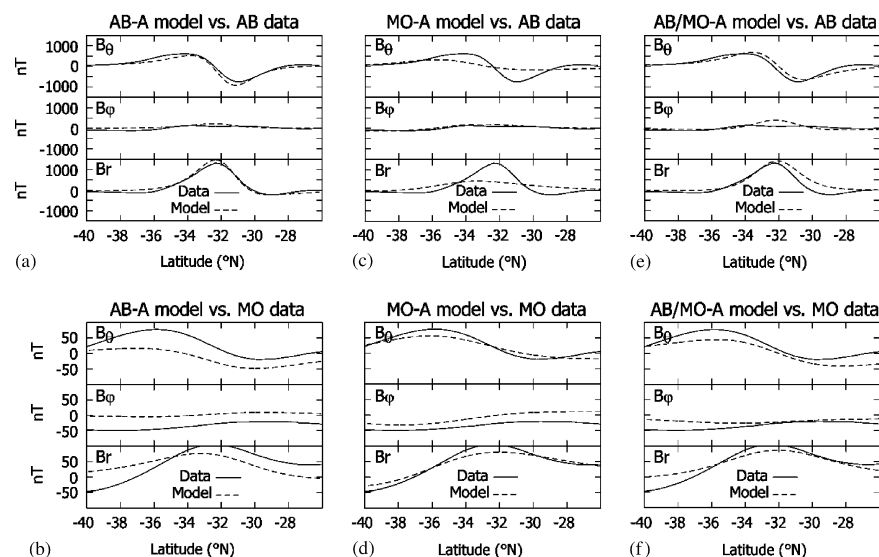


Fig. 5. same as Fig. 3 for AB-A dataset inversion model: (a) AB profiles, (b) MO; (c) and (d) for MO-A dataset inversion model; (e) and (f) for AB/MO-A, -B and -C datasets inversion model.

field along the MO track (Fig. 5b). The short wavelength signal of the low-altitude measurements is well predicted. Considering the AB-A dataset, rms residuals are 90, 99 and 85 nT for B_r , B_θ and B_ϕ , respectively. Correlation coefficients are 0.95, 0.98 and 0.85. These values are better than those of forward model predictions. This very simple model, based on a spherical source of constant magnetization, explains 75% of the measured signal. This prediction becomes poorer for the high-altitude measurements, with rms residuals of 38, 36 and 31 nT for B_r , B_θ and B_ϕ , respectively, and correlation coefficients of 0.35, 0.89 and 0.88. Only 30% of the signal is explained.

The final latitude of the dipole is 0.2° south of the initial one. It is very well constrained and close to the value given by the forward model. The source of this anomaly is deep in the crust (49 km).

Final parameters for anomalies AB-B and AB-C are also presented in Table 3. The depth of AB-B source is about 89 km, which contrasts with the 25 km depth of the corresponding prism forward model (see Table 2). As expected, its dipolar moment is larger. On the contrary, the source AB-C is closer to the surface (26 km) than the corresponding sphere and prism models. Conversely, its dipolar moment is weaker. Although sources AB-A and AB-B are strongly tilted toward the exterior of the planet, source AB-C is weakly tilted in the opposite direction. However, the three dipoles are nearly pointing to the North.

We then consider together the three AB datasets (628 measurements) to derive the parameters of the three dipoles jointly. Initial SDs do not change with respect to the previous inversion. The solution is stable after one iteration ($\chi^2 = 1.25$). Output parameters (not shown) are very close to those of the separated cases, except for the AB-B declination.

We finally consider the complete AB dataset (1359 measurements), using similar SDs and input parameters. The resulting χ^2 is larger than previously determined (1.32). This may be due to the fact that some of the measured fields cannot be explained by the three dipoles (e.g. near the northern edge of the area). Final parameters of the three sources do not change significantly (except again for the declination of AB-B source).

The three dipoles (separated case) are used to predict the field at AB and MO measurement locations. Both the amplitude and lateral extent of the AB anomalies are well represented by the model. For the AB-A dataset, rms residuals are 87, 95 and 61 nT for B_r , B_θ and B_ϕ ,

respectively, and correlation coefficients are 0.96, 0.98 and 0.86. On the contrary, the model does not fit the MO observations as well as the AB data. Associated rms residuals of MO-A dataset are large (~ 30 nT). In particular, the negative features of the northern part of the AB radial map and the one southwestern of the MO radial map are not predicted. The latter one may have a source outside the studied area.

3.3. Inversion of high-altitude data

Second, MO data are considered. We use the same method as for the AB dataset. The two subsets correspond to 17048 and 7886 measurements, respectively (Fig. 2). This large amount of data should enhance the robustness of the solution, despite the lower resolution due to the higher altitude. The input parameters for the dipolar moment are those for the AB-A and AB-C anomalies. Location SDs are set to 100 km. Data SDs are assumed to be 30% of the measurement value, but are never lower than 12 nT. Several initial depths are investigated.

First, the MO-A dataset is considered. The best χ^2 is obtained for a 100 km initial depth. Resulting parameters are indicated in Table 4. The final dipole is located four degrees southwest of the AB-A source. This might explain why the directions are very different from those of AB-A source (the magnetization is almost horizontal). It is also much deeper (154 km instead of 49 km). The field is predicted along a MO track (Fig. 5d). It compares well to the observations: 70% of the signal is explained. For the MO-A dataset, rms residuals are 16, 14 and 17 nT for B_r , B_θ and B_ϕ , respectively. Correlation coefficients are all in excess of 0.9. On the contrary, the AB measurements are not well predicted by this source (Fig. 5c): the depth of the source makes its associated magnetic signature very weak and smooth at low altitude. AB-A dataset rms residuals are large (223, 181 and 61 nT).

The MO-C anomaly is also analysed. No significant χ^2 variation with respect to the initial depth is observed. Two sets of parameters are given in Table 4. Despite their very different depth (and dipolar moment), they provide a very similar fit. This suggests that the MO high-altitude dataset alone cannot discriminate depth-to-the-source and dipolar moment.

3.4. Inversion of both AB and MO datasets

We consider the AB/MO-A, AB/MO-B and AB/MO-C sources in a joint inversion of the AB and MO datasets.

Table 4
Output dipole parameters for MO-A, MO-C1 and MO-C2 inversions

	Lat. (°N)	dLat. (°)	Lon. (°E)	dLon. (°)	Depth (km)	dDepth (km)	m (10^{16} A m ²)	dm (10^{16} A m ²)	I (°)	dI (°)	D (°)	dD (°)
MO-A	−34.77	0.02	187.50	0.02	154.44	0.28	11.01	0.04	−10.30	0.01	39.27	0.01
MO-C1	−31.83	0.02	206.17	0.04	9.03	0.43	1.66	0.01	−17.29	0.01	−36.94	0.01
MO-C2	−32.20	0.04	206.54	0.09	69.82	0.85	2.83	0.01	−20.20	0.01	−39.48	0.01

The parameters of the three dipoles are solved for, using initial parameters given by the forward modeling. Initial depths are *a priori* set to 50 km for AB/MO-A and -B, and 30 km for AB/MO-C. This reflects the expected better resolution carried by the two altitude datasets. The MO dataset is first decimated to get a similar number of measurements to the AB dataset. MO data SDs are assumed to be 30% of the measurement value, but are never lower than 20 nT. A stable solution is reached after 5 iterations. The distribution of data misfits approaches a gaussian curve. AB-A and MO-A predicted field profiles are shown on Fig. 5e and f, respectively. Correlation coefficients are 0.97, 0.96 and 0.63 for AB B_r , B_θ and B_ϕ profiles, and 0.97, 0.96 and 0.22 for MO. Both AB and MO measurements are well predicted. This simple model for both datasets explains more than 57% of the signal. The parameters of the three dipoles are shown in Table 5. These are close to those of the AB datasets inversion, except for declination values of AB/MO-A (vs. AB-A) and AB/MO-B (vs. AB-B). This is counterbalanced by the steep inclination of these dipoles. Furthermore, all parameters differ strongly with those of MO-A and MO-C. The AB/MO-A dipole is 6 km deeper than the AB-A one and 99 km shallower than the MO-A one. Furthermore AB/MO-A and AB-A locations are similar. This confirms that MO-A source parameters are probably erroneous. AB/MO-B and AB-B source depths are 58 and 89 km, respectively. A weaker magnetization is observed for AB/MO-B source. The same observation can be made on the AB/MO-C depth (31 km), which is comparable to the AB-C one (25 km). This source dipole is also more horizontal than the two others.

The three dipoles are used to predict the magnetic field at the measurement locations. We show expected signal at AB and MO locations in Fig. 6. Both the amplitude and the spatial extent of the signal are well described. Similarly to AB only models, differences mostly occur in the radial maps, where the northern and southern negative features associated with the anomaly A are not represented. The rms residuals of the AB-A dataset are 108, 82 and 88 nT for B_r , B_θ and B_ϕ , respectively. Correlation coefficients are 0.94, 0.96 and 0.83. These rms values are a little bit larger than those of the AB-A inversion alone, but much better than those of the MO-A inversion. For MO-A dataset predictions, rms residuals are close to those of the MO-A dataset inversion (~20 vs. ~16 nT), and much smaller than those of the AB-A dataset inversion (~20 vs. ~35 nT). Correlation coefficients are all in excess of 0.85. These

values show that the AB/MO inversion model predicts both AB and MO measurements with large confidence. This demonstrates the complementarity of the two datasets.

4. Discussion

Assuming a uniformly magnetized sphere tangent to the surface, the AB/MO-A and -B source magnetizations are equal to 54 and 32 A/m, respectively. Using the same approach, AB/MO-C source magnetization would be 143 A/m, for a depth of 31 km. Frawley and Taylor (2004) modeled several anomalies North of our studied area. Their anomaly 4 of area 2 is very close to our anomaly B. The magnetization they derived is on the same order of magnitude (~20 A/m). The directions are different (−41° vs. −51° for the inclination, and −81° vs. 53° for the declination). In the northern hemisphere, Smrekar et al. (2004) modeled a magnetic anomaly using 6, 9, 12 or 20 A/m magnetized bodies (depending on the inclination). According to Connerney et al. (2001), a body with a 60 A/m magnetization is locally possible. Purucker et al. (2000) found that a 50-km thick layer would have an equivalent magnetization of 20 A/m. Using a similar approach, the equivalent source dipole model of Langlais et al. (2004) predicts a magnetization between ±12 A/m for a 40-km thick layer. Based on spherical harmonic analysis, Arkani-Hamed (2003) concluded that values of 20–30 A/m for the upper 30 km of the crust are required. All these values are very consistent with the AB/MO-A and -B equivalent magnetizations. On the contrary, the AB/MO-C source is much more magnetized. It is also closer to the surface. In addition, its declination and inclination values are very different from those of AB/MO-A and -B sources. This may indicate a different magnetization process.

All these studies (including our results) concur with the fact that the martian crust magnetization is much more intense than the terrestrial one. Fresh oceanic basalts are capable of acquiring a 20 A/m thermo-remanent magnetization (TRM) in a Earth-core field of ~50000 nT. However, this value decreases rapidly to 5 A/m (Bleil and Petersen, 1983). Another caveat is that the magnetization is often restricted to the upper 2 km of the crust (see Langel and Hinze, 1998, for a review).

Candidate martian magnetic minerals would be magnetite, multi-domain (MD) hematite and single-domain (SD) pyrrhotite. SD pyrrhotite is abundant in martian meteorites (Rochette et al., 2001; Hood et al., 2003), but its Curie

Table 5
Output dipole parameters for AB/MO-A, AB/MO-B and AB/MO-C inversions

	Lat. (°N)	dLat. (°)	Lon. (°E)	dLon. (°)	Depth (km)	dDepth (km)	m (10^{16} A m ²)	dm (10^{16} A m ²)	I (°)	dI (°)	D (°)	dD (°)
AB/MO-A	−32.42	0.02	189.91	0.02	55.29	0.90	3.82	0.01	−56.97	0.02	80.75	0.02
AB/MO-B	−35.33	0.02	198.45	0.02	57.64	0.93	2.58	0.01	−50.73	0.03	53.23	0.01
AB/MO-C	−33.12	0.02	203.59	0.02	31.35	0.95	1.85	0.06	21.08	0.01	12.69	0.02

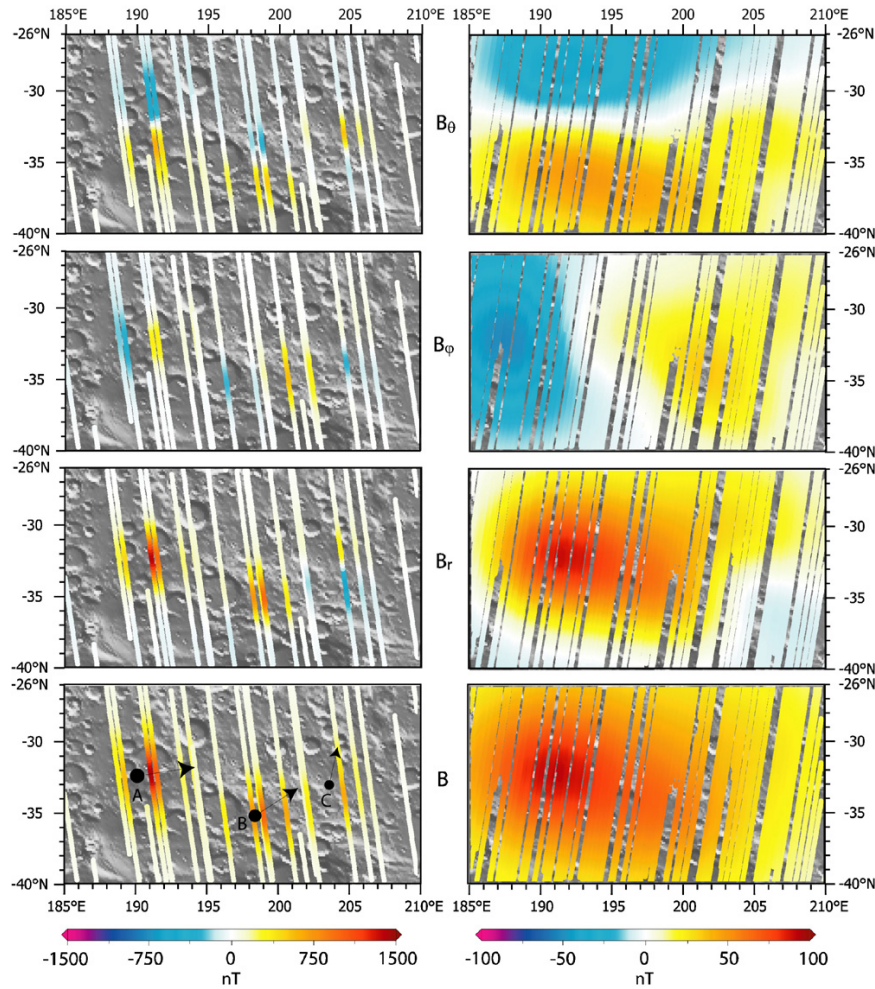


Fig. 6. Low- (left) and high- (right) altitude magnetic field created by AB/MO-A, -B and -C inversion models. AB/MO-A, -B and -C dipoles are, respectively, indicated by arrows A, B and C on the AB B component map. The direction of each arrow corresponds with the dipole declination, and the size is proportional to the dipolar moment intensity.

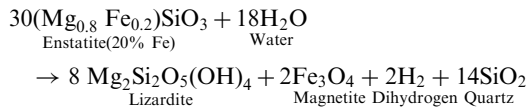
temperature ($< 320^\circ\text{C}$) would result in a Curie isotherm too close to the surface. On the contrary, the 675°C Curie temperature of MD hematite would make it a good candidate for deeper sources. However, its intense thermo-remanent magnetization is not stable with geological time. Christensen et al. (2001) observed superficial hematite deposits. However, they are of small spatial extent (when compared to the magnetic anomalies), and are mainly associated with sedimentary processes. On the Earth, magnetite is the commonest magnetic mineral. Its Curie temperature (580°C) and its stable remanent magnetization make it the most probable martian magnetic carrier. Assuming a thermal gradient of $10^\circ\text{C}/\text{km}$ in the early martian crust (Choblet and Sotin, 1998), and a surface temperature of 0°C , then the magnetized layer would be 58 km thick. AB/MO-A and AB/MO-B source depths are very close to this value (55 and 58 km, respectively). On the other hand, the strongly magnetized AB/MO-C dipole is

much shallower (31 km). This may suggest that the anomaly was acquired closer to the surface than the two others, maybe at a different time. This can be earlier, at a time when the thermal gradient of the martian crust was higher. This may also indicate that the magnetic minerals were more abundant or that the dynamic magnetic field was stronger.

There have been several estimates for the crustal thickness. Voorhies et al. (2002) gave a value to 50 km, based on the magnetic power spectrum of the magnetic anomalies. Zuber (2001) estimated the mean thickness of the martian crust to be 50 km, using a specific model (2900 and 3500 kg/m^3 for crust and mantle density, respectively). This is a mean value and it is much more thick under the craterized highlands in the South hemisphere. Assuming a mean value of 2 km for the elevation of the topography inside our area, the associated crustal root is 10 km. The corresponding thickness is then 62 km. Based on

geochemical data from SNC meteorites and on polar moment of inertia factor, [Sohl and Spohn \(1997\)](#) found that the crustal thickness ranges between 110 and 250 km.

On the Earth, both primary and secondary magnetite can bear strong magnetizations. TRM processes are the main sources for crustal magnetization. Primary magnetite minerals inside fresh oceanic basalts acquire their magnetization while cooling in the Earth's core magnetic field. Chemical remanent magnetization (CRM) processes are another possibility. Secondary magnetite can result from a serpentinization process ([Nazarova, 1994](#)):



This reaction shows that a 8% hydration of a basaltic crust composed of enstatite produces a 10% volume-fraction of magnetite. According to [Toft et al. \(1990\)](#) the resulting magnetic susceptibility would be 0.32 SI. Under an Earth-like magnetic field ($\sim 50,000$ nT), the corresponding induced magnetization would be 12.7 A/m. Assuming a Koenigsberger ratio between 1 and 10 ([Gopala Rao and](#)

[Krishna, 2002](#)), the remanent magnetization would range between 12.7 and 127 A/m. Such high values could explain the intense martian magnetic anomalies.

This serpentinization scenario relies on a hydrated crust, a mantle convection (to heat the crust) and a core field early in the history of Mars. It has long been recognized that water was present on early Mars ([Carr, 1996](#); [Hauck and Phillips, 2002](#); [Solomon et al., 2005](#)). The lack of magnetic signal over Hellas and Argyre (3.9 Ga) giant impact craters reveals that no magnetic field occurred during the post-impact crustal cooling. This indicates that the core field turned off before ([Acuña et al., 1999](#)) or, that it started after these impacts ([Schubert et al., 2000](#)). However, the major part of the magnetized surface is Noachian. Furthermore, numerical models show that both mantle convection and a dynamo were likely to occur during the first 500 Myr of Mars ([Breuer and Spohn, 2003](#)). This favors the hypothesis of an early core field.

In the following we investigate the possible evolution of the martian dynamo. This is done by deriving virtual magnetic paleopoles associated with our three anomalies. Considering AB/MO-A, AB/MO-B and AB/MO-C sources, paleopoles are located at (25.7°N, 309.6°E),

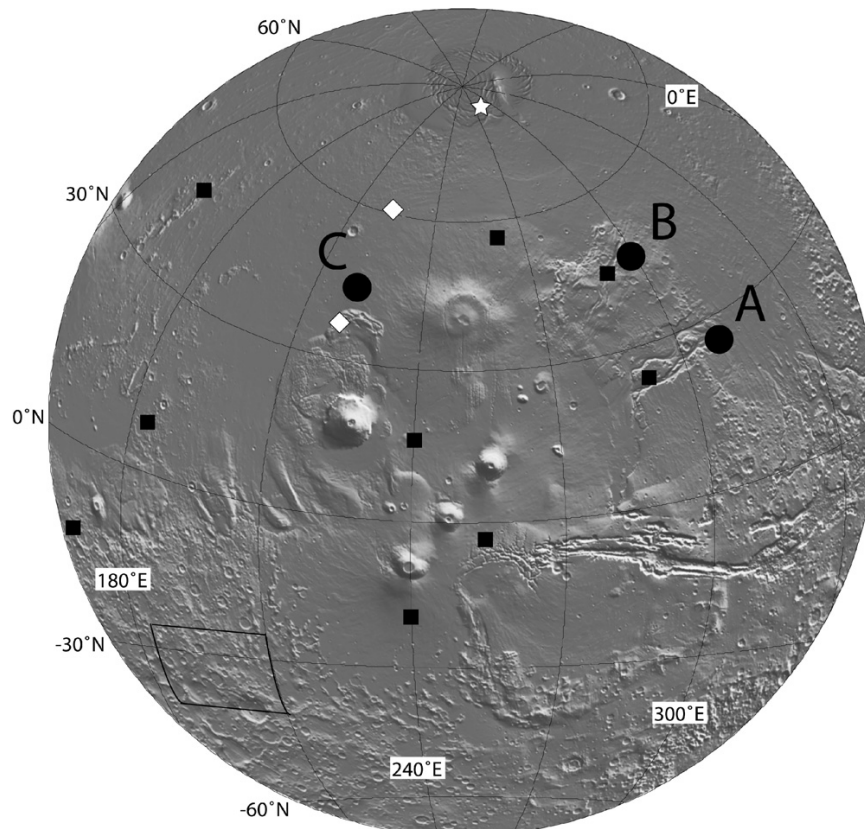


Fig. 7. Locations of the AB/MO-A, -B and -C paleopoles over a hemispheric gray-shaded map of Mars. Black squares represent paleopoles found by [Arkani-Hamed and Boutin \(2004\)](#). White diamonds correspond with the two paleopoles derived by [Hood and Zakharian \(2001\)](#). The white star is the paleopole derived by [Langlais and Purucker \(2006\)](#). The solid line in black limits the studied area.

(45.9°N, 299.2°E) and (44.3°N, 221.1°E), respectively. Since the final variance on both declination and inclination are small (Table 5), the formal standard deviation on these locations is less than 1°. These three poles are close to the Tharsis bulge edges (Fig. 7). These values are compared to those of previous studies. The paleopole associated with anomaly 4 of Frawley and Taylor (2004) is found at (20°N, 90°E). This does not correlate with our paleopoles. Arkani-Hamed and Boutin (2004) derived paleopole positions from nine isolated magnetic anomalies. Six out of 9 of these paleopoles clustered around (20°N, 260°E). Hood and Zakharian (2001) used low-altitude measurements to determine the characteristics of two northern hemisphere anomalies. Associated paleopoles were found at (61°N, 230°E) and (38°N, 220°E). All these studies concur to middle latitudes for the paleopoles. On the contrary, Langlais and Purucker (2006) found a paleopole at (88°N, 279°E) very close to the present day rotation axis. Assuming that the Tharsis dome's emplacement occurred before Apollinaris Patera acquired its magnetic signature, these results may be reconciled if Tharsis formed at higher latitudes, inducing a major polar wander resulting in its displacement toward its present location (Melosh, 1980; Sprenke and Baker, 2000; Hood and Zakharian, 2001).

However, the absence of coherence between the three paleopoles derived here have to be explained. Paleopole determination relies on the basic assumption that the core field was axial dipolar (Butler, 1992), which may be erroneous. Also, contiguous areas could originate from different regions, as it is observed on the Earth. But such displacements would result in tectonic signatures, that are not visible. One has also to consider the possible evolution of the magnetic properties since they were put into place. Demagnetization processes, such as impacts, may have occurred. Large impact craters are not associated with magnetic signatures (Acuña et al., 1999). Smaller craters may induce partial demagnetization (Melosh, 1989), that would result in non-uniform magnetization. Our AB/MO-A anomaly lies to the southwest of a 100 km-diameter crater. But this crater is probably too small to demagnetize more than 10 km of crust. Another possibility is the relative timing of magnetic anomalies. Their magnetization may have been acquired under a different global martian magnetic field.

It will be very difficult to discriminate between all these hypotheses until new measurements are made available. Low-altitude measurements, either on low-periapsis spacecraft, or airborne surveys, are crucially needed.

5. Conclusion

In this study, we characterize three martian magnetic anomalies over a Terra Sirenum local area. Low- and high-altitude measurements are taken into account. We first use simple forward models such as spheres and prisms to fit the signal. Then, a generalized non-linear inversion is applied to the different datasets. Finally, we use the two datasets

together. A non-linear scheme is used to determine every one of the six dipole parameters (location and magnetization components). Low-altitude measurements can be used to characterize local (and shallow) magnetic sources. On the contrary, inversion of high-altitude data alone is not recommended to study isolated martian magnetic sources. Nevertheless, we demonstrate that the two datasets are complementary. AB measurements strongly constrain depth and dipolar moment of sources, whereas MO data give further information on the regional context.

Our forward and inverse models reveal that two low-altitude martian magnetic anomalies in Terra Sirenum (AB-A and AB-B) are caused by large amplitude intensity magnetic sources located deep in the crust (>40 km). However, shallower sources can exist (AB/MO-C). Finally, we show that nearby crustal magnetic sources can have different characteristics.

These results imply different origins or other post-magnetization processes. We propose that serpentinization of the early martian crust can produce such magnetic anomalies, in the presence of water, a core dynamo and mantle convection. By studying Mars' magnetic field, and by comparing it with those of other planets, we will improve our knowledge on the mechanisms that allow an iron-rich liquid core to generate a self-sustained dynamo. Low-altitude magnetic measurements are essential to characterize the ancient martian magnetic field. A new mission with very low-altitude magnetic measurements is crucial. Especially, our magnetic sources depths (~50 km) must be confirmed by future aero- or ground magnetic surveys.

Acknowledgements

This work benefited from the support of the European Community's Improving Human Potential Programme under contract RTN2-2001-00414, MAGE. This study was also supported by INSU/CNES Programme National de Planétologie. We thank the MAG-ER team for the MGS magnetic data, M. Purucker for constructive discussions and the anonymous reviewer for helpful comments and suggestions.

References

- Acuña, M.H., Connerney, J.E.P., Ness, N.F., Lin, R.P., Mitchell, D., Carlson, C.W., McFadden, J., Anderson, K.A., Rème, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P., Cloutier, P., 1999. Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science* 284, 790–793.
- Arkani-Hamed, J., 2001. A 50-degree spherical harmonic model of the magnetic field of Mars. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23197–23208.
- Arkani-Hamed, J., 2003. Thermoremanent magnetization of the Martian lithosphere. *J. Geophys. Res.* 108 (E10), 5114, 3–4.
- Arkani-Hamed, J., 2004. A coherent model of the crustal magnetic field of Mars. *J. Geophys. Res.* 109, E09005.
- Arkani-Hamed, J., Boutin, D., 2004. Paleomagnetic poles of Mars: revisited. *J. Geophys. Res.* 109, E03011.

- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, (441 pp).
- Bleil, U., Petersen, N., 1983. Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts. *Nature* 301, 384–388.
- Breuer, D., Spohn, T., 2003. Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars: evidence from magnetic field history and crust evolution. *J. Geophys. Res. (Planets)* 108 (E7), 5072.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Sci., Malden, MA, (319pp).
- Cain, J.C., Ferguson, B.B., Mazzoni, D., 2003. An $n = 90$ internal potential function of the Martian crustal magnetic field. *J. Geophys. Res.* 108 (E2), 5008.
- Carr, M., 1996. *Water on Mars*. Oxford University Press, New York, (248pp).
- Choblet, G., Sotin, C., 1998. Early transient cooling of Mars. *Geophys. Res. Lett.* 25 (15), 3035–3038.
- Christensen, P.R., Morris, R.V., Lane, M.D., Bandfield, J.L., Malin, M.C., 2001. Global mapping of Martian hematite mineral deposits: remnants of water-driven processes on early Mars. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23873–23885.
- Connerney, J.E.P., Acuña, M.H., Wasilewski, P.J., Kletetschka, G., Ness, N.F., Rème, H., Lin, R.P., Mitchell, D.L., 2001. The global magnetic field of Mars and implications for crustal evolution. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4015–4018.
- Frawley, J.J., Taylor, P.T., 2004. Paleo-pole positions from martian magnetic anomaly data. *Icarus* 172, 316–327.
- Gopala Rao, D., Krishna, K.S., 2002. Magnetic rock properties of the gabbros from the ODP Drill Hole 1105A of the Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 111 (4), 467–481.
- Harrison, K.P., Grimm, R.E., 2002. Controls on martian hydrothermal systems: application to valley network and magnetic anomaly formation. *J. Geophys. Res.* 107 (E5), 5025.
- Hartmann, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci. Rev.* 96, 165–194.
- Hauck II, S.A., Phillips, R.J., 2002. Thermal and crustal evolution of Mars. *J. Geophys. Res.* 107 (E7), 5052.
- Hood, L.L., Zakharian, A., 2001. Mapping and modeling of magnetic anomalies in the northern polar region of Mars. *J. Geophys. Res.* 106, 14601–14620.
- Hood, L.L., Richmond, N.C., Pierazzo, E., Rochette, P., 2003. Distribution of crustal magnetic fields on Mars: shock effects of basin-forming impacts. *Geophys. Res. Lett.* 30 (6), 1281.
- Hood, L.L., Young, C.N., Richmond, N.C., Harrison, K.P., 2005. Modeling of major martian magnetic anomalies: further evidence for polar reorientations during the Noachian. *Icarus* 177 (1), 144–173.
- Jakosky, B.M., Phillips, R.J., 2001. Mars' volatile and climate history. *Nature* 412, 237–244.
- Langel, R.A., Hinze, W.J., 1998. *The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere: The Satellite Perspective*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Langlais, B., Purucker, M.E., 2006. A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars. *Planet. Sp. Sci.*, this issue.
- Langlais, B., Purucker, M.E., Manda, M., 2004. Crustal magnetic field of Mars. *J. Geophys. Res.* 109, E02008.
- Melosh, H.J., 1980. Tectonic patterns on a reoriented planet. *Icarus* 44, 745–751.
- Melosh, H.J., 1989. *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford University Press, New York, (245pp).
- Nazarova, K.A., 1994. Serpentinized peridotites as a possible source for oceanic magnetic anomalies. *Marine Geophysical Researches* 16, 455–462.
- Plouff, D., 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics* 41 (4), 727–741.
- Purucker, M., Ravat, D., Frey, H., Voorhies, C., Sabaka, T., Acuña, M., 2000. An altitude-normalized magnetic map of Mars and its interpretation. *Geophys. Res. Lett.* 27 (16), 2449–2452.
- Rochette, P., Lorand, J.-P., Fillion, G., Sautter, V., 2001. Pyrrhotite and the remanent magnetization of SNC meteorites: a changing perspective on Martian magnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 1–12.
- Schubert, G., Russell, C.T., Moore, W.B., 2000. Timing of the Martian dynamo. *Nature* 408, 666–667.
- Scott, E.R.D., Fuller, M., 2004. A possible source for the Martian crustal magnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 220, 83–90.
- Smrekar, S.E., McGill, G.E., Raymond, C.A., Dimitriou, A.M., 2004. Geologic Evolution of the Martian dichotomy in the Ismenius area of Mars and implications for plains magnetization. *J. Geophys. Res.* 109, E11002.
- Sohl, F., Spohn, T., 1997. The interior structure of Mars: implications from SNC meteorites. *J. Geophys. Res.* 102 (E1), 1613–1635.
- Solomon, S.C., Aharonson, O., Aurnou, J.M., Banerdt, W.B., Carr, M.H., Dombard, A.J., Frey, H.V., Golombek, M.P., Hauck II, S.A., Head III, J.W., Jakosky, B.M., Johnson, C.L., McGovern, P.J., Neumann, G.A., Phillips, R.J., Smith, D.E., Zuber, M.T., 2005. New perspectives on ancient Mars. *Science* 307, 1214–1220.
- Sprenke, K.F., Baker, L.L., 2000. Magnetization, paleomagnetic poles, and polar wander on Mars. *Icarus* 147, 26–34.
- Talwani, M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics* 30 (5), 797–817.
- Tanaka, K.L., 1986. The stratigraphy of Mars. *J. Geophys. Res.* 91 (B13), E139–E158.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Generalized non-linear inverse problems solved using the least-squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20 (2), 219–232.
- Toft, P.B., Arkani-Hamed, J., Haggerty, S.E., 1990. The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 65, 137–157.
- Voorhies, C.V., Sabaka, T.J., Purucker, M., 2002. On magnetic spectra of Earth and Mars. *J. Geophys. Res.* 107, 1.1–1.11.
- Wilson, L., Head, J.W., 2002. Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes: models and implications. *J. Geophys. Res.* 107 (E8).
- Yuan, D.N., Sjogren, W.L., Konopliv, A.S., Kucinskas, A.B., 2001. Gravity field of Mars: a 75th degree and order model. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23377–23401.
- Zuber, M.T., 2001. The crust and the mantle of Mars. *Nature* 412, 220–227.

Bibliographie et résumés

Bibliographie

- Abramov, O. et D.A. Kring, Impact-induced hydrothermal activity on early Mars, *J. Geophys. Res.*, *110*, E12S09, doi :10.1029/2005JE002453, 2005.
- Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, H.V. Frey, R. P. Lin, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, D.W. Curtis, D. Mitchell, H. Rème, A. Cros, J.L. Medale, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. D’Uston, S.J. Bauer, P. Cloutier, M. Mayhew et N. F. Ness, Magnetic field at Mars : Preliminary results of the Mars Global Surveyor Mission, *LPSC XXIX*, abs. 1883, 1998*a*.
- Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, R. P. Lin, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, D.W. Curtis, D. Mitchell, H. Rème, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. D’Uston, A. Cros, J.L. Medale, S.J. Bauer, P. Cloutier, M. Mayhew, D. Winterhalter et N.F. Ness, Magnetic field and plasma observations at Mars : initial results of the Mars Global Surveyor Mission, *Science*, *279*, 1676–1680, 1998*b*.
- Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, N. F. Ness, R. P. Lin, D. Mitchell, C. W. Carlson, J. McFadden, K. A. Anderson, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski et P. Cloutier, Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, *284*, 790–793, 1999.
- Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, R. P. Lin, D. Mitchell, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, S. J. Bauer, P. Cloutier et N. F. Ness, Magnetic field of Mars : Summary of results from the aerobraking and mapping orbits, *J. Geophys. Res.*, *106*, 23403–23418, 2001.
- Albee, A.L., R.E. Arvidson, F. Palluconi et T. Thorpe, Overview of the Mars Global Surveyor mission, *J. Geophys. Res.*, *106*, 23291–23316, 2001.
- Alexandrescu, M., C. Ha Duyen et J.-L. Le Mouél, Geographical distribution of magnetic observatories and field modelling, *J. Geomag. Geoelectr.*, *46*, 891–901, 1994.
- Antoine, L.A.G. et A.B. Moyes, The Agulhas Magsat anomaly : implications for continental break-up of Gondwana, *Tectonophysics*, *212*, 33–44, 1992.

- Arkani-Hamed, J., Strength of Martian lithosphere beneath large volcanoes, *J. Geophys. Res.*, *105*, 26713–26732, 2000.
- Arkani-Hamed, J., Paleomagnetic Pole Positions and Pole Reversals of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3409–3412, 2001a.
- Arkani-Hamed, J., A 50-degree spherical harmonic model of the magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, *106*, 23197–23208, 2001b.
- Arkani-Hamed, J., Magnetization of the Martian crust, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8–1, 2002.
- Arkani-Hamed, J., Thermoremanent magnetization of the Martian lithosphere, *J. Geophys. Res.*, *108*(E10), 5114, 3–4, 2003.
- Arkani-Hamed, J., A coherent model of the crustal magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, *109*, E09005, doi :10.1029/2004JE002265, 1–8, 2004.
- Arkani-Hamed, J. et D. Boutin, Paleomagnetic poles of Mars : Revisited, *J. Geophys. Res.*, *109*, E03011, doi :10.1029/2003JE002229, 2004.
- Artemieva, N., L. Hood et B.A. Ivanov, Impact demagnetization of the Martian crust : Primaries versus secondaries, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22204, doi :10.1029/2005GL024385, 2005.
- Autran, A., C. Castaing, N. Debeglia, A. Guillen et C. Weber, Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère, *Bull. Soc. géol. France.*, *II-1*, 125–141, 1986.
- Babeyko, A.Yu. et V.N. Zharkov, Martian crust : a modeling approach, *Phys. Earth Planet. Int.*, *117*, 421–435, 2000.
- Ballèvre, M. et J. Marchand, Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricaire, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, *312*, 705–711, 1991.
- Ballèvre, M., J.-R. Kiénast et J.-L. Paquette, Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricaire, *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, *305*, 127–131, 1987.
- Balmino, G., B. Moynot et N. Vales, Gravity field model of Mars in spherical harmonics up to degree and order eighteen, *J. Geophys. Res.*, *87*, 9735–9746, 1982.

- Bandfiel, J.L., V.E. Hamilton et P.R. Christensen, A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, 287, 5458, 1626–1630, 2000.
- Banerdt, W.B., M.P. Golombek et K.L. Tanaka, Stress and tectonics on Mars, in *Mars*, p. 249-297, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Banin, A., B.C. Clark et H. Wänke, Surface chemistry and mineralogy, in *Mars*, p. 594-625, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Baranov, V. et H. Naudy, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*, 29, 67–79, 1964.
- Barbaroux, L., B. Bousquet, D. Sellier, J.-P. Margerel, P. Cavet, G. Godard, J. Marchand, C. Barbaroux-Maurissen, G. Carlier, B. Lasnier, D. Sécher et L. Bodinier, *Carte géologique de la France à 1/50000 : Nort-sur-Erdre*, BRGM Orléans edition, 1983.
- Bayer, R., A. Guillen et C. Weber, Investigation par forage profond de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (région de Sancerre) : modélisation préalable à partir des données magnétiques et gravimétriques, *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 305, 203–208, 1987.
- Bertelsen, P., W. Goetz, M.B. Madsen, K.M. Kinch, S.F. Hviid, J.M. Knudsen, H.P. Gunnlaugsson, J. Merrison, P. Nornberg, S.W. Squyres, J.F. Bell, K.E. Herkenhoff, S. Gorevan, A.S. Yen, T. Myrick, G. Klingelhöfer, R. Rieder et R. Gellert, Magnetic Properties Experiments on the Mars Exploration Rover Spirit at Gusev Crater, *Science*, 305, 5685, doi :10.1126/science.1100112, 827–829, 2004.
- Berthe, D., P. Choukroune et P. Jegouzo, Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol*, 1(1), 31–42, 1979.
- Bertka, C.M. et Y. Fei, Mineralogy of the Martian interior up to core-mantle boundary pressures, *J. Geophys. Res.*, 102(B3), 5251–5264, 1997.
- Bhattacharyya, B.K., Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, 29, 517–531, 1964.
- Bhattacharyya, B.K., Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics*, 31, 97–121, 1966.
- Bibring, J-P., Y. Langevin, F. Poulet, A. Gendrin, B. Gondet, M. Berthé, A. Soufflot, P. Drossart, M. Combes, G. Bellucci, V. Moroz, N. Mangold, B. Schmitt et the

- OMEGA team, Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars, *Nature*, 428, 627–630, 2004.
- Bibring, J-P., Y. Langevin, J.F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, F. Forget et the OMEGA team, Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data, *Science*, 312, 400–404, 2006.
- Bills, B.G. et A.J. Ferrari, Mars topography harmonics and geophysical implications, *J. Geophys. Res.*, 83, 3497–3508, 1978.
- Bitri, A., M. Ballèvre, J.-P. Brun, J. Chantaine, D. Gapais, P. Guennoc, C. Gumiaux et C. Truffert, Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif Armoricaïn (projet Armor2/programme GéoFrance 3D, *C. R. Geoscience*, 335, 969–979, 2003.
- Blakely, R.J., *Potential Theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, Cambridge, 1995.
- Bleil, U. et N. Petersen, Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts, *Nature*, 301, 384–388, 1983.
- Blichert-Toft, J., J.D. Gleason, P. Télouk et F. Albarède, The Lu-Hf isotope geochemistry of shergottites and the evolution of the Martian mantle-crust system, *Earth Planet Sci. Lett.*, 173, 25–39, 1999.
- Bogard, D.D., R.N. Clayton, K. Marti, T. Owen et G. Turner, Martian volatiles : Isotopic composition, origin, and evolution, *Space Sci. Rev.*, 96, 425–458, 2001.
- Borg, L.E., L.E. Nyquist, H. Wiesmann, C.-Y. Shih et Y. Reese, The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18), 3519–3536, 2003.
- Bosse, V., G. Feraud, G. Ruffet, M. Ballèvre, J.-J. Peucat et K. De Jong, Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtocéaux Complex (Variscan belt, France), *Geol. J.*, 35, 297–325, 2000.
- Boutin, D. et J. Arkani-Hamed, Pole wandering of Mars : Evidence from paleomagnetic poles, *Icarus*, 181(1), 13–25, 2006.

- Boyer, D., M. Carbonnie et Pham Van Ngoc, Essais d'interprétation quantitative de l'anomalie magnétique du Bassin Parisien par diverses techniques numériques, *Réunion annuelle des Sciences de la Terre : Paris*, 105, 1973.
- Boynton, W.V., W.C. Feldman, S.W. Squyres, T.H. Prettyman, J. Brückner, L.G. Evans, R.C. Reedy, R. Starr, J.R. Arnold, D.M. Drake, P.A.J. Englert, A.E. Metzger, I. Mitrofanov, J.I. Trombka, C. d'Uston, H. Wänke, O. Gasnault, D.K. Hamara, D.M. Janes, R.L. Marcialis, S. Maurice, I. Mikheeva, G.J. Taylor, R. Tokar et C. Shinohara, Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars : Evidence for Subsurface Ice Deposits, *Science*, 297, 81–85, 2002.
- Breuer, D. et T. Spohn, Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars : Evidence from magnetic field history and crust evolution, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E7), 5072, 700–889, 2003.
- Breuer, D. et T. Spohn, Viscosity of the Martian mantle and its initial temperature : Constraints from crust formation history and the evolution of the magnetic field., *Planet. Space Sci.*, 54(2), 153–169, 2006.
- Bullard, C.E., The stability of a homopolar dynamo, *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 51, 744–760, 1955.
- Butler, R.F., *PALEOMAGNETISM : Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Blackwell Scientific Publications, Electronic edition, 1998.
- Cain, J. C., B. B. Ferguson et D. Mozzoni, An $n = 90$ internal potential function of the Martian crustal magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 108(E2), 5008, doi :10.1029/2000JE001487, 2003.
- Cain, J.C. et R.E. Sweeney, The POGO data, *J. Atmos. Sci.*, 35(6), 1231–1247, 1973.
- Cain, J.C., W.E. Daniels, S.J. Hendricks et D.C. Jensen, An Evaluation of the Main Geomagnetic Field, 1940-1962, *J. Geophys. Res.*, 70(15), 3647–3674, 1965.
- Cain, J.C., Z. Wang, D.R. Schmitz et J. Meyer, The geomagnetic spectrum for 1980 and core-crustal separation, *Geophysical Journal*, 97, 443–447, 1989.
- Chantraine, J., A. Autran et C. Cavelier, *Carte géologique de la France à 1/1000000*, BRGM Orléans edition, 1996.
- Choblet, G. et C. Sotin, Early transient cooling of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3035–3038, 2001.

- Christensen, P.R., R.V. Morris, M.D. Lane, J.L. Bandfield et M.C. Malin, Global mapping of Martian hematite mineral deposits : Remnants of water-driven processes on early Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 23873–23885, 2001.
- Christensen, P.R., N.S. Gorelick, G.L. Mehall et K.C. Murray, THEMIS Public Data Releases, Planetary Data System node, Arizona State University, consulted the 05/2006, 2006.
- Cisowski, S.M., Magnetic studies on Shergotty and other SNC meteorites, *Geochimica and cosmochimica acta*, 50, 1043–1048, 1986.
- Cohen, Y. et J. Achache, Contribution of induced and remanent magnetization to long-wavelength oceanic magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 99(B2), 2943–2954, 1994.
- Collinson, D.W., Magnetic properties of Martian meteorites : Implications for an ancient Martian magnetic field, *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 803–811, 1997.
- Combe, J.-P., *Études des surfaces planétaires par télédétection visible-infrarouge hyperspectrale*, Ph.D. dissertation, Université de Nantes, 2005.
- Connerney, J. E. P., M. H. Acuña, P. J. Wasilewski, N. F. Ness, H. Reme, C. Mazelle, D. Vignes, R. P. Lin, D. L. Mitchell et P. A. Cloutier, Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars, *Science*, 284, 794–798, 1999.
- Connerney, J.E.P., M.H. Acuña, P.J. Wasilewski, G. Kletetschka, N.F. Ness, H. Rème, R.P. Lin et D.L. Mitchell, The Global Magnetic Field of Mars and Implications for Crustal Evolution, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4015–4018, 2001.
- Connerney, J.E.P., M.H. Acuña, G. Ness N.F. Kletetschka, D.L. Mitchell, R.P. Lin et H. Reme, Tectonic implications of Mars crustal magnetism, *Proc. Nat. Acad. Sci. (USA)*, 102, 14970–14975, 2005.
- Cooper, G.R.J., Forward modelling of magnetic data, *Computers and Geosciences*, 23(10), Short Note, 1125–1129, 1997.
- Craddock, R.A. et T.A. Maxwell, Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes, *J. Geophys. Res.*, 98(E2), 3453–3468, 1993.
- Cragin, B.L., W.B. Hanson et S. Sanatani, The Solar Wind Interaction With Mars as Seen by the Viking Retarding Potential analyzers, *J. Geophys. Res.*, 87, 4395–4404, 1982.
- Dolginov, Sh.Sh., What we have learned about the Martian magnetic field, *Earth, Moon, and Planets*, 37, 17–52, 1987.

- Dolginov, Sh.Sh., Ye.G. Yeroshenko et L.N. Zhuzgov, Magnetic Field in the Very Close Neighborhood of Mars According to Data from the Mars 2 and Mars 3 Spacecraft, *J. Geophys. Res.*, 78, 4779–4786, 1973.
- Dondurur, D. et O.A. Pamukçu, Interpretation of magnetic anomalies from dipping dike model using inverse solution, power spectrum and Hilbert transform methods, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6(2), 127–136, 2003.
- Dunlop, D.J. et J. Arkani-Hamed, Magnetic minerals in the Martian Crust, *J. Geophys. Res.*, 110(E9), doi :10.1029/2005JE002404, 2005.
- Dunlop, D.J. et Ö. Özdemir, *Rock magnetism*, Cambridge University Press, Cambridge, 596 pp., 2001.
- Durrheim, R.J. et G.R.J. Cooper, Euldep : a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data, *Computers and Geosciences*, 24(6), 545–550, 1998.
- Dyment, J. et J. Arkani-Hamed, Equivalent source magnetic dipoles revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2003–2006, 1998a.
- Dyment, J. et J. Arkani-Hamed, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the world's oceans, *J. Geophys. Res.*, 103, 15423–15441, 1998b.
- Dyment, J., J. Arkani-Hamed et A. Ghods, Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centres : insights from the shape of the anomalies, *Geophys. J. Int.*, 129, 691–701, 1997.
- Elkins-Tanton, L.T., P.C. Hess et E.M. Parmentier, Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, *J. Geophys. Res.*, 110, E12S01, doi :10.1029/2005JE002480, 2005.
- Encrenaz, T., The atmosphere of Mars as constrained by remote sensing, *Space Sci. Rev.*, 96, 411–424, 2001.
- Ernst, R.E., E.B. Grosfils et D. Mège, Giant Dike Swarms : Earth, Venus, and Mars, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 29, 489–534, 2001.
- Fairén, A. G., J. Ruiz et F. Anguita, An Origin for the Linear Magnetic Anomalies on Mars through Accretion of Terranes : Implications for Dynamo Timing, *Icarus*, 160, 220–223, 2002.

- Fassbinder, J., H. Becker et M. Van Ess, Prospections magnétiques à Uruk (Warka) : La cité du roi Gilgamesh (Irak), *Les Dossiers d'Archéologie*, 308, 20–26, 2005.
- Fedi, M., Weighted averages of magnetization from magnetic field measurements : A fast interpretation tool, *Geophys. Res. Lett.*, 30, SDE 6, 2003.
- Folkner, W.M., C.F. Yoder, D.N. Yuan, E.M. Standish et R.A. Preston, Interior Structure and Seasonal Mass Redistribution of Mars from Radio Tracking of Mars Pathfinder, *Science*, 278, 1749–1752, 1997.
- Fortes, A.D., Origin of the martian Hemispheric Dichotomy, website : <http://planetary-web.ucl.ac.uk/student/work/mars>, consulted the 11/05/2002, 2002.
- Fox, P.J. et N. Opdyke, Geology of the Oceanic Crust : Magnetic Properties of Oceanic Rocks, *J. Geophys. Res.*, 78(23), 5139–5154, 1973.
- Fox Maule, C., M.E. Purucker, N. Olsen et K. Mosegaard, Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data, *Science*, 309, 464–467, 2005.
- Frawley, J.J. et P.T. Taylor, Paleo-pole positions from martian magnetic anomaly data, *Icarus*, 172(2), 316–327, 2004.
- Frey, H. V., Large-Diameter Visible and Buried Impact Basins on Mars : Implications for Age of the Highlands and (Buried) Lowlands and Turn-Off of the Global Magnetic Field, *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, abs. 1838, 2003.
- Frey, H. V., K.M. Shockey, E.L. Frey, J.H. Roark et S.E.H. Sakimoto, A very large population of likely buried impact basins in the northern lowlands of Mars revealed by MOLA data, *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, abs. 1680, 2001.
- Frey, H.V., S.E.H. Sakimoto et J.H. Roark, Discovery of a 450 km diameter, multi-ring basin on Mars through analysis of MOLA topographic data, *Geophys. Res. Lett.*, 26(12), 1657–1660, 1999.
- Frey, H.V., J.H. Roark, K.M. Shockey, E.L. Frey et S. Sakimoto, Ancient lowlands on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 22, 2002.
- Friis-Christensen, E., H. Lühr et G. Hulot, Swarm : A constellation to study the Earth's magnetic field, *Earth Planets Sp.*, 58(4), 351–358, 2006.
- Gaucher, E.H.S., Quantitative interpretation of the 'Montagne du Sorcier' magnetic anomaly, Chibougamau, Quebec, *Geophysics*, 30(5), 762–782, 1965.

- Gerard, A. et C. Weber, L'anomalie magnétique du Bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France, *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, 272, 921–923, 1971.
- Girdler, R.W., P.T. Taylor et J.J. Frawley, A possible impact origin for the Bangui magnetic anomaly (Central Africa), *Tectonophysics*, 212(1–2), 45–58, 1992.
- Goetz, W., P. Bertelsen, C. S. Binau, H. P. Gunnlaugsson, S. F. Hviid, K. M. Kinch, D. E. Madsen, M. B. Madsen, M. Olsen, R. Gellert, G. Klingelhöfer, D. W. Ming, R. V. Morris, R. Rieder, D. S. Rodionov, P. A. de Souza, C. Schröder, S. W. Squyres, T. Wdowiak et A. Yen, Indication of drier periods on Mars from the chemistry and mineralogy of atmospheric dust, *Nature*, 436, doi :10.1038/nature03807, 62–65, 2005.
- Golombek, M.P., R.A. Cook, T. Economou, W.M. Folkner, A.F.C. Haldemann, P.H. Kallameyn, J.M. Knudsen, R.M. Manning, H.J. Moore, T.J. Parker, R. Rieder, J.T. Schofield, P.H. Smith et R.M. Vaughan, Overview of the Mars Pathfinder Mission and Assessment of Landing Site Predictions, *Science*, 278, 1743–1748, 1997.
- Golombek, M.P., R.E. Arvidson, J.F. Bell, P.R. Christensen, J.A. Crisp, L.S. Crumpler, B.L. Ehlmann, R.L. Fergason, J.A. Grant, R. Greeley, A.F.C. Haldemann, D.M. Kass, T.J. Parker, J.T. Schofield, S.W. Squyres et R.W. Zurek, Assessment of Mars Exploration Rover landing site predictions, *Nature*, 436, 7047, doi :10.1038/nature03600, 44–48, 2005.
- Gopala Rao, D. et K.S. Krishna, Magnetic rock properties of the gabbros from the ODP Drill Hole 1105A of the Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge, *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, vol. 111, 467–481, 2002.
- Goudy, C.L. et R.A. Schultz, Dike intrusions beneath grabens south of Arsia Mons, Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05201, doi :10.1029/2004GL021977, 2005.
- Greeley, R. et J.E. Guest, *Geologic map of the Eastern Equatorial Region of Mars*, USGS edition, 1987.
- Grott, M., E. Hauber, S.C. Werner, P. Kronberg et G. Neukum, High heat flux on ancient Mars : Evidence from rift flank uplift at Coracis Fossae, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21201, doi :10.1029/2005GL023894, 2005.
- Guest, A. et S.E. Smrekar, Relaxation of the Martian dichotomy boundary : Faulting in the Ismenius Region and constraints on the early evolution of Mars, *J. Geophys. Res.*, 110, E12S25, doi :10.1029/2005JE002504, 2005.

- Guillen, A., R. Bayer, R. Millon et D. Rousset, Evolution des hypothèses et modélisations pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (région de Sancerre), *Bull. Soc. géol. France.*, 8(VI-5), 739–748, 1990.
- Gumiaux, C., *Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques*, Ph.D. dissertation, Université de Rennes I, 2003.
- Gunnlaugsson, H.P., Analysis of the magnetic properties experiment data on Mars : results from Mars Pathfinder, *Planet. Space Sci.*, 48, 1491–1504, 2000.
- Gunnlaugsson, H.P., Ö. Helgason, L. Kristjánsson, P. Nornberg, H. Rasmussen, S. Steinporsson et G. Weyer, Magnetic properties of olivine basalt : Application to Mars, *Phys. Earth Planet. Int.*, 154, 276–289, 2006.
- Halliday, A.N., H. Wänke, J.-L. Birck et R.N. Clayton, The accretion, composition and early differentiation of Mars, *Space Sci. Rev.*, 96, 197–230, 2001.
- Harper, C.L.Jr., L.E. Nyquist, B. Bansal, H. Wiesmann et C.Y. Shih, Rapid Accretion and Early Differentiation of Mars Indicated by $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in SNC Meteorites, *Science*, 267, 213–217, 1995.
- Harrison, C.G.A., Questions about Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars, *Science*, 287, 547a, 2000.
- Hartmann, W.K., Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of Mars, *Icarus*, 174, 294–320, 2005.
- Hartmann, W.K. et G. Neukum, Cratering chronology and the evolution of Mars, *Space Sci. Rev.*, 96, 165–194, 2001.
- Haskin, L. A., A. Wang, B. L. Jolliff, H. Y. McSween, B. C. Clark, D. J. Des Marais, S. M. McLennan, N. J. Tosca, J. A. Hurowitz, J. D. Farmer, A. Yen, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, G. Klingelhöfer, C. Schröder, P. A. de Souza, D. W. Ming, R. Gellert, J. Zipfel, J. Brückner, J. F. Bell, K. Herkenhoff, P. R. Christensen, S. Ruff, D. Blaney, S. Gorevan, N. A. Cabrol, L. Crumpler, J. Grant et L. Soderblom, Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater, *Nature*, 436, doi :10.1038/nature03640, 66–69, 2005.
- Hauber, E. et P. Kronberg, The large Thaumasia graben on Mars : Is it a rift ?, *J. Geophys. Res.*, 110, E07003, doi :10.1029/2005JE002407, 2005.

- Hauck, S.A. et R. J. Phillips, Thermal and crustal evolution of Mars, *J. Geophys. Res.*, 107(E7), 5052, 10.1029/2001JE001801, 2002.
- Head, J.W. et D.R. Marchant, Cold-based mountain glaciers on Mars : Western Arsia Mons, *Geology*, 31(7), 641–644, 2003.
- Head, J.W., H. Hiesinger, M. Ivanov, M.A. Kreslavsky, S. Pratt et B.J. Thomson, Possible Ancient Oceans on Mars : Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter Data, *Science*, 286, 2134–2137, 1999.
- Head, J.W.III, M. Kreslavsky, H. Hiesinger, M. Ivanov, S. Pratt, N. Seibert, D.E. Smith et M.T. Zuber, Oceans in the past history of Mars : Tests for their presence using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, *Geophys. Res. Lett.*, 25(24), 4401–4404, 1998.
- Hemant, K. et S. Maus, Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique, *J. Geophys. Res.*, 110, B12103, doi :10.1029/2005JB003837, 2005.
- Hesse, A., Méthodes géophysiques de la prospection, in *Géologie de la Préhistoire : méthodes, techniques, applications*, p. 393–406, 2ème édition, GéoPré, Presses Universitaires de Perpignan, 2002.
- Hoefen, T.M., R.N. Clark, J.L. Bandfield, M.D. Smith, J.C. Pearl et P.R. Christensen, Discovery of Olivine in the Nili Fossae Region of Mars, *Science*, 302, 627–630, 2003.
- Hood, L. L. et A. Zakharian, Mapping and modeling of magnetic anomalies in the northern polar region of Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 14601–14620, 2001.
- Hood, L. L., N. C. Richmond, E. Pierazzo et P. Rochette, Distribution of Crustal Magnetic Fields on Mars : Shock Effects of Basin-forming Impacts, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 14.1–14.4, 2003.
- Hood, L. L., C.N. Young, N. C. Richmond et K.P. Harrison, Modeling of major martian magnetic anomalies : further evidence for polar reorientations during the Noachian, *Icarus*, 177, 144–173, 2005.
- Hood, P., Gradient measurements in aeromagnetic surveying, *Geophysics*, 30(5), 891–902, 1965.
- Intriligator, D.S. et E.J. Smith, Mars in the Solar Wind, *J. Geophys. Res.*, 84, 8427–8435, 1979.

- Jakosky, B.M. et R.M. Haberle, The seasonal behavior of water on Mars, in *Mars*, p. 969-1016, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Jakosky, B.M. et R.J. Phillips, Mars' volatile and climate history, *Nature*, 412, 237–244, 2001.
- James, P.B., H.H. Kieffer et D.A. Paige, The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars, in *Mars*, p. 934-968, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Jegouzo, P., The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 2(1/2), 39–47, 1980.
- Jegouzo, P., J.-J. Peucat et C. Audren, Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale, *Bull. Soc. géol. France.*, 5(II–8), 839–848, 1986.
- Kaula, W.M., The moment of inertia of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 6(3), 194–196, 1979.
- Kiefer, W.S., Gravity evidence for an extinct magma chamber beneath Syrtis Major, Mars : a look at the magmatic plumbing system, *Earth Planet Sci. Lett.*, 222(2), doi :10.1016/j.epsl.2004.03.009, 349–361, 2004.
- Kleine, T., C. Münker, K. Mezger et H. Palme, Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry, *Nature*, 418, 952–955, 2002.
- Kletetschka, G., P. J. Wasilewski et P. T. Taylor, Unique thermoremanent magnetization of multidomain sized hematite : Implications for magnetic anomalies, *Earth Planet Sci. Lett.*, 176, 469–479, 2000a.
- Kletetschka, G., P. J. Wasilewski et P. T. Taylor, Mineralogy of the sources for magnetic anomalies on Mars, *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 895–899, 2000b.
- Kletetschka, G., P.J. Wasilewski et P.T. Taylor, The role of hematite - ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground and satellite based data, *Tectonophysics*, 347, 167–177, 2002.
- Kletetschka, G., N.F. Ness, J.E.P. Connerney, M.H. Acuna et P.J. Wasilewski, Grain size dependent potential for self generation of magnetic anomalies on Mars via thermoremanent magnetic acquisition and magnetic interaction of hematite and magnetite, *Phys. Earth Planet. Int.*, 148, 149–156, 2005.
- Konopliv, A.S., C.F. Yoder, E.M. Standish, D.-N. Yuan et W.L. Sjogren, A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris, *Icarus*, 182, 23–50, 2006.

- Koulomzine, Th., Y. Lamontagne et A. Nadeau, New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length, *Geophysics*, 35(5), 812–830, 1970.
- Krause, M. O. et M. S. Gilmore, The distribution of magnetic sources on Mars as related to surface geology, *Lunar and Planetary Science XXXI*, abs. 1603, 2000.
- LaBrecque, J.L. et C.A. Raymond, Seafloor Spreading Anomalies in the Magsat Field of the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 90(B3), 2565–2575, 1985.
- Langel, R.A., G.D. Mead, E.R. Lancaster, R.H. Estes et E.B. Fabiano, Initial geomagnetic field model from MAGSAT vector data, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 793–796, 1980.
- Langel, R.A., T.J. Sabaka, R.T. Baldwin et J.A. Conrad, The near-Earth magnetic field from magnetospheric and quiet-day ionospheric sources and how it is modeled, *Phys. Earth Planet. Int.*, 98(3–4), 235–267, 1996.
- Langlais, B. et M.E. Purucker, A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars, *Planet. Space Sci.*, 55(3), Planet Mars II, 270–279, 2006.
- Langlais, B., M.E. Purucker et M. Mandea, Crustal magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, 109, E02008, doi :10.1029/2003JE002048, 2004.
- Lee, D.C. et A.N. Halliday, Core formation on Mars and differentiated asteroids, *Nature*, 388, 854–857, 1997.
- Lemoine, F. G., D. E. Smith, D. D. Rowlands, M. T. Zuber, G. A. Neumann, D. S. Chinn et D. E. Pavlis, An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor, *J. Geophys. Res.*, 106, 23359–23376, 2001.
- Levrard, B., F. Forget, F. Montmessin et J. Laskar, Recent ice-rich deposits formed at high latitudes on Mars by sublimation of unstable equatorial ice during low obliquity, *Nature*, 431, 1072–1075, 2004.
- Lienert, B.R. et P.J. Wasilewski, A magnetic study of the serpentinization process at Burro Mountain, California, *Earth Planet Sci. Lett.*, 43, 406–416, 1979.
- Longhi, J., E. Knittle, J.R. Holloway et H. Wänke, The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars, in *Mars*, p. 184–208, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Lorenz, C., C. Mégnien, C. Weber, F. Bergerat, J.-P. Boulègue J. Burg, C. Castaing, J. Chantaine, L. Courel, M. Degouy, M.-F. Delavenna, B. Galbrun, Y. Gallet, D. Giot,

- P. Jegouzo, V. Leclerc, A. Lefavrais, G. Lerouge, J. Lorenz, P. Marteau, B. Pradier, M. Steinberg, A. Toury, N. Trauth, P. Tucholka et M. Turland, Premiers résultats du sondage implanté sur l'anomalie magnétique du bassin de Paris, au sud de Sancerre (Cher). Programme géologie profonde de la France, *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 305, 1099–1104, 1987.
- Lucchitta, B.K., A.S. McEwen, G.D. Clow, P.E. Geissler, R.B. Singer, R.A. Schultz et S.W. Squyres, The canyon system on Mars, in *Mars*, p. 453-492, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Luhmann, J.G., C.T. Russell, L.H. Brace et O.L. Vaisberg, The intrinsic magnetic field and solar-wind interaction of Mars, in *Mars*, p. 1090-1134, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Macmillan, S., S. Maus, T. Bondar, A. Chambodut, V. Golovkov, R. Holme, B. Langlais, V. Lesur, F. Lowes, H. Lühr, W. Mai, M. Manda, N. Olsen, M. Rother, T. Sabaka, A. Thomson et I. Wardinski, The 9th-Generation International Geomagnetic Reference Field, *Geophys. J. Int.*, 155, 1051–1056, 2003.
- Madsen, M.B., S.F. Hviid, H.P. Gunnlaugsson, J.M. Knudsen, W. Goetz, C.T. Pedersen, A.R. Dinesen, C.T. Mogensen et M. Olsen, The magnetic properties experiments on Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res.*, 104, 8761–8779, 1999.
- Malin, M.C. et K.S. Edgett, Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars, *Science*, 288, 2230–2335, 2000.
- Malin, M.C. et K.S. Edgett, Evidence for Persistent Flow and Aqueous Sedimentation on Early Mars, *Science*, 302, 5652, doi :10.1126/science.1090544, 1931–1934, 2003.
- Mangold, N. et F. Costard, Debris flows over sand dunes on Mars : Evidence for liquid water, *J. Geophys. Res.*, 108(E4), 5027, doi :10.1029/2002JE001958, 1–13, 2003.
- Marchand, J., Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le complexe cristallophyl- lien de Champtoceaux (Bretagne méridionale), *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 293, 223–228, 1981.
- Marchand, J., D. Sellier, G. Bossière, G. Carlier, C. Deniel et B. Lasnier, *Carte géologique de la France à 1/50000 : Savenay*, BRGM Orléans edition, 1988.
- Martelet, G., P. Calcagno, C. Gumiaux, C. Truffert, A. Bitri, D. Gapais et J.P. Brun, Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France), *Tectonophysics*, 382, 117–128, 2004.

- Masson, P., M.H. Carr, F. Costard, R. Greeley, E. Hauber et R. Jaumann, Geomorphologic evidence for liquid water, *Space Sci. Rev.*, *96*, 333–364, 2001.
- Maus, S., M. Rother, R. Holme, H. Luhr, N. Olsen et V. Haak, First scalar magnetic anomaly map from CHAMP satellite data indicates weak lithospheric field, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(14), 47, 2002.
- Maus, S., M. Rother, K. Hemant, C. Stolle, H. Lühr, A. Kuvshinov et N. Olsen, Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements, *Geophys. J. Int.*, *164*, doi : 10.1111/j.1365–246X.2005.02833.x, 319–330, 2006.
- Mayhew, M. A., Inversion of Satellite Magnetic Anomaly Data, *J. Geophys.*, *45*, 119–128, 1979.
- Mayhew, M. A., Application of satellite magnetic anomaly data to Curie isotherm mapping, *J. Geophys. Res.*, *87*(B6), 4846–4854, 1982.
- Mayhew, M. A., Curie Isotherm Surfaces Inferred From High-Altitude Magnetic Anomaly Data, *J. Geophys. Res.*, *90*(B3), 2647–2654, 1985.
- McEnroe, S.A., R.J. Harrison, P. Robinson, U. Golla et M. Jercinovic, Effect of fine-scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of natural remanent magnetization in granulite facies metamorphic rocks, southwest Sweden : Implications for crustal magnetism, *J. Geophys. Res.*, *106*(B12), 30523–30546, 2001.
- McEnroe, S.A., R.J. Harrison, P. Robinson et F. Langenhorst, Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock : an example of 'lamellar magnetism' with implications for planetary magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, *151*, 890–912, 2002.
- McEwen, A.S., B.S. Preblich, E.P. Turtle, N.A. Artemevia, M.P. Golombek, M. Hurst, R.L. Kirk, D.M. Burr et P.R. Christensen, The rayed crater Zunil and interpretations of small impact craters on Mars, *Icarus*, *176*, 351–381, 2005.
- McGill, G.E., Buried topography of Utopia, Mars - Persistence of a giant impact depression, *J. Geophys. Res.*, *94*, 2753–2759, 1989.
- McGovern, P.J., S.C. Solomon, D.E. Smith, M.T. Zuber, M. Simons, M.A. Wieczorek, R.J. Phillips, G.A. Neumann, O. Aharonson et J.W. Head, Localized gravity/topography admittance and correlation spectra on Mars : Implications for regional and global evolution, *J. Geophys. Res.*, *107*, 19.1–19.25, 2002.

- McGrath, P.H. et P.J. Hood, An automatic least-squares multimodel method for magnetic interpretation, *Geophysics*, 38(2), 349–358, 1973.
- McSween, H.Y., M.B. Wyatt, R. Gellert, J.F. Bell III, R.V. Morris, K.E. Herkenhoff, L.S. Crumpler, K.A. Milam, K.R. Stockstill, L.L. Tornabene, R.E. Arvidson, P. Bartlett, D. Blaney, N.A. Cabrol, P.R. Christensen, B.C. Clark, J.A. Crisp, D.J. Des Marais, T. Economou, J.D. Farmer, W. Farrand, A. Ghosh, M. Golombek, S. Gorevan, R. Greeley, V.E. Hamilton, J.R. Johnson, B.L. Joliff, G. Klingelhöfer, A.T. Knudson, S. McLennan, D. Ming, J.E. Moersch, R. Rieder, S.W. Ruff, C. Schröder, P.A. de Souza Jr., S.W. Squyres, H. Wänke, A. Wang, A. Yen et J. Zipfel, Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S10, doi :10.1029/2005JE002477, 1–17, 2006.
- Mège, D., A.C. Cook, E. Garel, Y. Lagabriele et M.-H. Cormier, Volcanic rifting at Martian grabens, *J. Geophys. Res.*, 108(E5), 5044, doi :10.1029/2002JE001852, 2003.
- Melosh, H.J., Tectonic Patterns on a Reoriented Planet : Mars, *Icarus*, 44, 745–751, 1980.
- Mével, C., Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges, *C. R. Geoscience*, 335, 825–852, 2003.
- Meyer, Y., S. Jaffard et O. Rioul, L'analyse par ondelettes, *Pour La Science*, 119, 28–37, 1987.
- Ming, D. W., D. W. Mittlefehldt, R. V. Morris, D. C. Golden, R. Gellert, A. Yen, B. C. Clark, S. W. Squyres, W. H. Farrand, S. W. Ruff, R. E. Arvidson, G. Klingelhöfer, H. Y. McSween, D. S. Rodionov, C. Schröder, P. A. de Souza et A. Wang, Geochemical and mineralogical indicators for aqueous processes in the Columbia Hills of Gusev crater, Mars, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S12, doi :10.1029/2005JE002560, 1–23, 2006.
- Mitrofanov, I., D. Anfimov, A. Kozyrev, M. Litvak, A. Sanin, V. Tret'yakov, A. Krylov, W. Shvetsov, W. Boynton, C. Shinohara, D. Hamara et R.S. Saunders, Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey, *Science*, 297, 78–81, 2002.
- Mocquet, A., P. Vacher, O. Grasset et C. Sotin, Theoretical seismic models of Mars : the importance of the iron content of the mantle, *Planet. Space Sci.*, 44(11), 1251–1268, 1996.
- Mohit, P.S. et J. Arkani-Hamed, Impact demagnetization of the martian crust, *Icarus*, 168, 305–317, 2004.

- Morris, R.V., D.W. Ming, T.G. Graff, R.E. Arvidson, J.F. Bell, S.W. Squyres, S.A. Mertzman, J.E. Gruener, D.C. Golden, L. Le et G.A. Robinson, Hematite spherules in basaltic tephra altered under aqueous, acid-sulfate conditions on Mauna Kea volcano, Hawaii : Possible clues for the occurrence of hematite-rich spherules in the Burns formation at Meridiani Planum, Mars, *Earth Planet Sci. Lett.*, 240(1), doi :10.1016/j.epsl.2005.09.044, 168–178, 2005.
- Morris, R.V., G. Klingelhöfer, C. Schröder, D. S. Rodionov, A. Yen, D. W. Ming, P. A. de Souza, I. Fleischer, T. Wdowiak, R. Gellert, B. Bernhardt, E. N. Evlanov, B. Zubkov, J. Foh, U. Bonnes, E. Kankeleit, P. Gütlich, F. Renz, S. W. Squyres et R. E. Arvidson, Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Gusev crater, Mars : Spirit's journey through weakly altered olivine basalt on the plains and pervasively altered basalt in the Columbia Hills, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S13, doi :10.1029/2005JE002584, 1–28, 2006.
- Mosegaard, K. et A. Tarantola, Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, *J. Geophys. Res.*, 100, 12431–12447, 1995.
- Mosegaard, K. et A. Tarantola, Probabilistic Approach to Inverse Problems, p. 237-265, Academic Press, 2002.
- Murray, B.C. et M.C. Malin, Polar wandering on Mars, *Science*, 179, 999–1000, 1973.
- Mustard, J.F., S. Erard, J.-P. Bibring, J.W. Head, S. Hurltrez, Y. Langevin, C.M. Pieters et C.J. Sotin, The Surface of Syrtis Major : Composition of the Volcanic Substrate and Mixing With Altered Dust and Soil, *J. Geophys. Res.*, 98, 3387–3400, 1993.
- Naudy, H., Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles, *Geophysics*, 36(4), 717–722, 1971.
- Nazarova, K.A., Serpentinized Peridotites as a Possible Source for Oceanic Magnetic Anomalies, *Marine Geophysical Researches*, 16, 455–462, 1994.
- Nazarova, K.A. et C.G. Harrison, Serpentinization of Martian Crust and Mantle and the Nature of Martian Magnetic Anomalies, *AGU Spring Meeting Abstracts*, 2000, GP31A-06.
- Nazarova, K.A., P.J. Wasilewski et H.J.B. Dick, Magnetic study of serpentinized harzburgites from the Islas Orcadas fracture zone, *Marine Geophysical Researches*, 21, 475–488, 2000.

- Ness, N.F., The magnetic fields of Mercury, Mars, and Moon, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 7, 249–288, 1979.
- Neubert, T., M. Manda, G. Hulot, R. von Frese, E. Primdahl, J.L. Jorgensen, E. Friis-Christensen, P. Stauning, N. Olsen et T. Risbo, Orsted satellite captures high-precision geomagnetic field data, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 82, 87–88, 2001.
- Neukum, G., R. Jaumann, H. Hoffmann, E. Hauber, J.W. Head, A.T. Basilevsky, B.A. Ivanov, S.C. Werner, S. van Gasselt, J.B. Murray, T. McCord et and The HRSC Co-Investigator Team, Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera, *Nature*, 432, 971–980, 2004.
- Nimmo, F., Dike intrusion as a possible cause of linear Martian magnetic anomalies, *Geology*, 28, 391–394, 2000.
- Nimmo, F. et M.S. Gilmore, Constraints on the depth of magnetized crust on Mars from impact craters, *J. Geophys. Res.*, 106, 12315–12323, 2001.
- Nimmo, F. et D.J. Stevenson, Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, 105, 11969–11979, 2000.
- Nyquist, L.E., D.D. Bogard, C.-Y. Shih, A. Greshake, D. Stöffler et O. Eugster, Ages and geologic histories of martian meteorites, *Space Sci. Rev.*, 96, 105–164, 2001.
- Olsen N., Holme R., G. Hulot, T. Sabaka, T. Neubert, L. Toffner-Clausen, F. Primdahl, J. Jorgensen, J.-M. Léger, D. Barraclough, J. Bloxham, J. Cain, C. Constable, V. Golovkov, A. Jackson, P. Kotzé, B. Langlais, S. Macmillan, M. Manda, J. Merayo, L. Newitt, M. Purucker, T. Risbo, M. Stampe, A. Thomson et C. Voorhies, Orsted initial field model, *Geophys. Res. Lett.*, 27(22), 3607–3610, 2000.
- Olsen, N., A model of the geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Orsted data, *Geophys. J. Int.*, 149, 454–462, 2002.
- Oufi, O., M. Cannat et H. Horen, Magnetic properties of variably serpentized abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, 107(B5), 2095, 10.1029/2001JB000549, 2002.
- Owen, T., J.-P. Maillard, C. De Bergh et B.L. Lutz, Deuterium on Mars : The Abundance of HDO and the Value of D/H, *Science*, 240, 4860, 1767–1770, 1988.
- Parker, R. L., L. Shure et J.A. Hildebrand, The Application of Inverse Theory to Seamount Magnetism, *Rev. Geophys.*, 25(1), 17–40, 1987.

- Parker, T.J., D.S. Gorsline, R.S. Saunders, D.C. Pieri et D.M. Schneeberger, Coastal geomorphology of the Martian northern plains, *J. Geophys. Res.*, 98, 11061–11078, 1993.
- Parker Gay, S.Jr, Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies, *Geophysics*, 28(2), 161–200, 1963.
- Parker Gay, S.Jr, Standard curves for magnetic anomalies over long horizontal cylinders, *Geophysics*, 30(5), 818–828, 1965.
- Peters, L.J., The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, *Geophysics*, 14, 290–320, 1949.
- Pham, V.N., D. Boyer et J.-L. Le Mouél, Nouveaux arguments sur l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin parisien (AMBP) d'après les propriétés électriques de la croûte, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, 443–449, 2000.
- Phillips, J.D., Martian magnetization vectors estimated from Helbig analysis support a reversing core dynamo, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2002, GP21A-0031.
- Picardi, E., D. Biccari, M. Cartacci, A. Cicchetti, J.J. Seu R. Plaut, A.B. Ivanov, W.T.K. Johnson, R.L. Jordan, Bombaci O. Safaeinili A., D. Calabrese, E. Zampolini, S.M. Clifford, E. Heggy, P. Edenhofer, W.M. Farrell, C. Federico, A. Frigeri, D.A. Gurnett, R.L. Huff, D.L. Kirchner, T. Hagfors, E. Nielsen, A. Herique, W. Kofman, C.J. Leuschen, R. Orosei, G. Vannaroni, E. Pettinelli, R.J. Phillips, D. Plettemeier, E.R. Stofan et T.R. Watters, Radar soundings of the subsurface of Mars, *Science*, 310, doi :10.1026/science.1122165, 1925–1928, 2005.
- Plouff, D., Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections, *Geophysics*, 41(4), 727–741, 1976.
- Pollack, J.B., D. Colburn, R. Kahn, J. Hunter, W. van Camp, C.E. Carlston et M.R. Wolf, Properties of aerosols in the Martian atmosphere, as inferred from Viking Lander imaging data, *J. Geophys. Res.*, 82, 4479–4496, 1977.
- Poulet, F., J.-P. Bibring, J.F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R.E. Arvidson, B. Gondet, C. Gomez et the Omega Team, Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate, *Nature*, 438, doi :10.1038/nature04274, 623–627, 2005.
- Purucker, M. et J. Dymant, Satellite magnetic anomalies related to seafloor spreading in the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2765–2768, 2000.
- Purucker, M. et T. Ishihara, Magnetic Images of the Sumatra Region Crust, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 86(10), 101–102, 2005.

- Purucker, M. et K.A. Whaler, A martian paleomagnetic pole estimate made using the distribution and intensity of large scale magnetic features, *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts - LPSC 2005*, abs., 2005.
- Purucker, M., D. Ravat, H. Frey, C. Voorhies, T. Sabaka et M. Acuña, An altitude-normalized magnetic map of Mars and its interpretation, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2449–2452, 2000.
- Purucker, M., B. Langlais, N. Olsen, G. Hulot et M. Manda, The southern edge of cratonic North America : Evidence from new satellite magnetometer observations, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 56–57, 2002.
- Quesnel, Y., B. Langlais et C. Sotin, Derivation of local crustal magnetization using multiple altitude magnetic data, *1st Swarm Int. Sci. Meeting, Nantes, ESA WPP-261*, 2006.
- Quesnel, Y., B. Langlais et C. Sotin, Local inversion of magnetic anomalies : Implication for Mars' crustal evolution, *Planet. Space Sci.*, 55(3), Planet Mars II, 258–269, 2007.
- Raeburn, P., M. Golombek et C. Frankel, *A la découverte de la planète rouge : Mars*, National Geographic Society, 2001.
- Rajaram, M. et R.A. Langel, Magnetic anomaly modeling at the Indo Eurasian collision zone, *Tectonophysics*, 212, 117–127, 1992.
- Ravat, D., K.A. Whaler, M. Pilkington, T. Sabaka et M. Purucker, Compatibility of high-altitude aeromagnetic and satellite-altitude magnetic anomalies over Canada, *Geophysics*, 67(2), 546–554, 2002.
- Redmond, H.L. et S.D. King, A numerical study of a mantle plume beneath the Tharsis Rise : Reconciling dynamic uplift and lithospheric support models, *J. Geophys. Res.*, 109, E09008, doi :10.1029/2003JE002228, 2004.
- Regan, R.D. et B.D. Marsh, The Bangui Magnetic Anomaly : Its Geological Origin, *J. Geophys. Res.*, 87(B2), 1107–1120, 1982.
- Regan, R.D., J.C. Cain et W.M. Davis, A Global Magnetic Anomaly Map, *J. Geophys. Res.*, 80(5), 794–802, 1975.
- Reid, A.B., J.M. Allsop, H. Granser, A.J. Millett et I.W. Somerton, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55(1), 80–91, 1990.
- Rieder, R., T. Economou, H. Wänke, A. Turkevitch, J. Crisp, J. Brückner, G. Dreibus et H.Y. McSween Jr., The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned

- by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer : Preliminary Results from the X-ray Mode, *Science*, 278, 1771–1774, 1997.
- Roberts, P.H. et G.A. Glatzmaier, Geodynamo theory and simulations, *Rev. Modern Phys.*, 72, 1081–1123, 2000.
- Robinson, P., R.J. Harrison, S.A. McEnroe et R.B. Hargraves, Lamellar magnetism in the haematite-ilmenite series as an explanation for strong remanent magnetization, *Nature*, 418, 517–520, 2002.
- Rochette, P., JP. Lorand, G. Fillion et V. Sautter, Pyrrhotite and the remanent magnetization of SNC meteorites : a changing perspective on Martian magnetism, *Earth Planet Sci. Lett.*, 190, 1–12, 2001.
- Rouby, H., M. Greff et J. Besse, Mars : one plume... then one wander ?, *EGU Geophys. Res. Abs.*, vol. 8, abs. 08441, 2006.
- Russell, C.T., The magnetic field of Mars : Mars 3 evidence re-examined, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 81–84, 1978a.
- Russell, C.T., The magnetic field of Mars : Mars 5 evidence re-examined, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 85–88, 1978b.
- Sabaka, T.J., N. Olsen et M.E. Purucker, Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Orsted and CHAMP data, *Geophys. J. Int.*, 159, 521–547, 2004.
- Sanloup, C., A. Jambon et P. Gillet, A simple chondritic model of Mars, *Phys. Earth Planet. Int.*, 112, 43–54, 1999.
- Schubert, G. et T. Spohn, Thermal history of Mars and the Sulfur Content of Its Core, *J. Geophys. Res.*, 95, 14095–14104, 1990.
- Schubert, G., S.C. Solomon, D.L. Turcotte, M.J. Drake et N.H. Sleep, Origin and thermal evolution of Mars, in *Mars*, p. 147-165, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Schubert, G., C.T. Russell et W.B. Moore, Timing of the Martian dynamo, *Nature*, 408, 666–667, 2000.
- Schultz, P.H. et A.B. Lutz, Polar wandering of Mars, *Icarus*, 73, 91–141, 1988.
- Schultz, P.H. et A.B. Lutz-Garihan, Grazing impacts on Mars : A record of lost satellites, *J. Geophys. Res.*, 87, A84–A96, 1982, Suppl.

- Schultz, P.H., R.A. Schultz et J. Rogers, The Structure and Evolution of Ancient Impact Basins on Mars, *J. Geophys. Res.*, 87, 9803–9820, 1982.
- Schultz, R.A. et H.V. Frey, A New Survey of Multiring Impact Basins on Mars, *J. Geophys. Res.*, 95, 14175–14189, 1990.
- Scott, D.H. et K.L. Tanaka, *Geologic map of the Western Equatorial Region of Mars*, USGS edition, 1986.
- Scott, E.R.D. et M. Fuller, A possible source for the Martian crustal magnetic field, *Earth Planet Sci. Lett.*, 220, 83–90, 2004.
- Senshu, H., K. Kuramoto et T. Matsui, Thermal evolution of a growing Mars, *J. Geophys. Res.*, 107(E12), 5118, doi :10.1029/2001JE001819, 2002.
- Shive, P.N., The Ivrea Zone and lower crustal magnetization, *Tectonophysics*, 182, 161–167, 1990.
- Shive, P.N., B.R. Frost et A. Peretti, The magnetic properties of metaperidotitic rocks as a function of metamorphic grade : implications for crustal magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 93, 12187–12195, 1988.
- Shuey, R.T., D.K. Schellinger, A.C. Tripp et L.B. Alley, Curie depth determination from aeromagnetic spectra, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, 75–101, 1977.
- Sleep, N.H., Martian plate tectonics, *J. Geophys. Res.*, 99(E3), 5639–5655, 1994.
- Smith, D. E., M.T. Zuber, S.C. Solomon, R.J. Phillips, J.W. Head, J.A. Garvin, W.B. Banerdt, D.O. Muhleman, G.H. Pettengill, G.A. Neumann, F.G. Lemoine, J.B. Abshire, O. Aharonson, C.D. Brown, S.A. Hauck, A.B. Ivanov, P.J. McGovern, H.J. Zwally et T.C. Duxbury, The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution, *Science*, 284, 1495–1503, 1999a.
- Smith, D. E., W. L. Sjogren, G. L. Tyler, G. Balmino, F.G. Lemoine et A.S. Konopliv, The Gravity Field of Mars : Results from Mars Global Surveyor, *Science*, 286, 94–97, 1999b.
- Smith, E.J., L.Jr. Davis, P.J.Jr. Coleman et D.E. Jones, Magnetic Field Measurements near Mars, *Science*, 149, 1241–1242, 1965.
- Smrekar, S.E., G.E. McGill, C.A. Raymond et A.M. Dimitriou, Geologic Evolution of the Martian dichotomy in the Ismenius area of Mars and implications for plains magnetization, *J. Geophys. Res.*, 109, E11002, doi :10.1029/2004JE002260, 1–19, 2004.

- Snyder, C.W., The planet Mars as seen at the end of the Viking mission, *J. Geophys. Res.*, **84**, 8487–8519, 1979.
- Soderblom, L.A., The composition and mineralogy of the martian surface from spectroscopic observations : 0.3 μm to 50 μm , in *Mars*, p. 557-593, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Sohl, F. et T. Spohn, Mineralogy of the Martian interior up to core-mantle boundary pressures, *J. Geophys. Res.*, **102**(E1), 1613–1635, 1997.
- Sohl, F., G. Schubert et T. Spohn, Geophysical constraints on the composition and structure of the Martian interior, *J. Geophys. Res.*, **110**, E12008, doi :10.1029/2005JE002520, 2005.
- Solomon, S. C. et J. W. Head, Evolution of the Tharsis Province of Mars : The Importance of Heterogeneous Lithospheric Thickness and Volcanic Construction, *J. Geophys. Res.*, **87**, 9755–9774, 1982.
- Solomon, S. C., O. Aharonson, J. Aurnou, W. B. Banerdt, M.H. Carr, A. J. Dombard, H. V. Frey, M. P. Golombek, S. A. Hauck II, J. W. Head III, B.M. Jakosky, C. L. Johnson, P. J. McGovern, G.A. Neumann, R. J. Phillips, D. E. Smith et M. T. Zuber, New Perspectives on Ancient Mars, *Science*, **307**, 1214–1220, 2005.
- Spada, G., R. Sabadini et E. Boschi, Long-term rotation and mantle dynamics of the Earth, Mars, and Venus, *J. Geophys. Res.*, **101**(E1), 2253–2266, 1996.
- Spector, A. et F.S. Grant, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**(2), 293–302, 1970.
- Spohn, T., M.H. Acuña, D. Breuer, M. Golombek, R. Greeley, A. Halliday, E. Hauber, R. Jaumann et F. Sohl, Geophysical constraints on the evolution of Mars, *Space Sci. Rev.*, **96**, 231–262, 2001.
- Sprenke, K. F., Martian magnetic paleopoles : A geostatistical approach, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09201, doi :10.1029/2005GL022840, 1–4, 2005.
- Sprenke, K. F. et L. L. Baker, Magnetization, Paleomagnetic Poles, and Polar Wander on Mars, *Icarus*, **147**, 26–34, 2000.
- Sprenke, K. F., L. L. Baker et A.F. Williams, Polar wander on Mars : Evidence in the geoid, *Icarus*, **174**, 486–489, 2005.

- Squyres, S. W., R. E. Arvidson, D. L. Blaney, B. C. Clark, L. Crumpler, W. H. Farrand, S. Gorevan, K. E. Herkenhoff, J. Hurowitz, A. Kusack, H. Y. McSween, D. W. Ming, R. V. Morris, S. W. Ruff, A. Wang et A. Yen, Rocks of the Columbia Hills, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S11, doi :10.1029/2005JE002562, 1–19, 2006.
- Stevenson, D.J., Mars' core and magnetism, *Nature*, *412*, 214–219, 2001.
- Stevenson, D.J., T. Spohn et G. Schubert, Magnetism and Thermal Evolution of the Terrestrial Planets, *Icarus*, *54*, 466–489, 1983.
- Stöffler, D. et G. Ryder, Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units : chronological standard for the inner Solar System, *Space Sci. Rev.*, *96*, 9–54, 2001.
- Strom, R.G., S.K. Croft et N.G. Barlow, The martian impact cratering record, in *Mars*, p. 383–423, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Talwani, M., Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, *30*, 797–817, 1965.
- Tanaka, K.L. et D.H. Scott, *Geologic map of the Polar Regions of Mars*, USGS edition, 1987.
- Tarantola, A. et B. Valette, Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion, *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, *20*, 219–232, 1982.
- Telford, W.M., R.E. Geldart L.P. and Sheriff et D.A. Keys, *Applied Geophysics*, 1988 edition, Cambridge University Press, Cambridge, 1976.
- Thomas, P., S. Squyres, K. Herkenhoff, A. Howard et B. Murray, Polar deposits of Mars, in *Mars*, p. 767–795, The University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Thompson, D.T., EULDPH - A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, *47*, 31–37, 1982.
- Thurston, J.B., R.S. Smith et J.-C. Guillon, A multimodel method for depth estimation from magnetic data, *Geophysics*, *67*(2), 555–561, 2002.
- Toft, P.B., J. Arkani-Hamed et S.E. Haggerty, The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility : a petrophysical model, *Phys. Earth Planet. Int.*, *65*, 137–157, 1990.
- Toft, P.B., P.T. Taylor, J. Arkani-Hamed et S.E. Haggerty, Interpretation of satellite magnetic anomalies over the West African Craton, *Tectonophysics*, *212*, 21–32, 1992.

- Toon, O.B., J.B. Pollack et C. Sagan, Physical properties of the particles composing the Martian dust storm of 1971-1972, *Icarus*, 30, 663–696, 1977.
- Truffert, C., C. Gumiaux, J. Chantaine, J. Perrin, A. Galdeano, D. Gapais, M. Ballèvre, F. Asfirane, P. Guennoc et J.-P. Brun, Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 333, 263–270, 2001.
- Vacquier, V. et J. Affleck, A computation to the average depth to the bottom of the Earth's magnetic crust, based on a statistical study of local magnetic anomalies, *Transactions - American Geophysical Union*, 446–450, 1941.
- Valet, J.-P. et V. Courtillot, Les inversions du champ magnétique terrestre, *La Recherche*, 246, 1002–1013, 1992.
- Verhoeven, O., A. Rivoldini, P. Vacher, A. Mocquet, G. Choblet, M. Menvielle, V. Dehant, T. Van Hoolst, J. Sleewaegen, J.-P. Barriot et P. Lognonné, Interior structure of terrestrial planets : Modeling Mars' mantle and its electromagnetic, geodetic, and seismic properties, *J. Geophys. Res.*, 110, EO4009, doi :10.1029/2004JE002271, 2005.
- Vine, F.J. et D.H. Matthews, Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, 4897, 947–949, 1963.
- Von Frese, R.R.B., W.J. Hinze et L.W. Braile, Spherical Earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion, *Earth Planet Sci. Lett.*, 53, 69–83, 1981.
- Voorhies, C.V., T.J. Sabaka et M. Purucker, On magnetic spectra of Earth and Mars, *J. Geophys. Res.*, 107, 1.1–1.11, 2002.
- Weiss, B.P., H. Vali, F.J. Baudenbacher, J.L. Kirschvink, S.T. Stewart et D.L. Shuster, Records of an ancient Martian magnetic field in ALH84001, *Earth Planet Sci. Lett.*, 201, 449–463, 2002.
- Waler, K.A. et R.A. Langel, Minimal crustal magnetizations from satellite data, *Phys. Earth Planet. Int.*, 98(3–4), 303–319, 1996.
- Waler, K.A. et M.E. Purucker, A spatially continuous magnetization model for Mars, *J. Geophys. Res.*, 110, E09001, doi :10.1029/2004JE002393, 2005.

- Wieczorek, M.A., M. Greff-Lefftz, S. Labrosse, P. van Thienen, H. Rouby, J. Besse et W.C. Feldman, The case for a martian inertial interchange true polar wander event, *LPS XXXVI*, abs. 1679, 2005.
- Wilhelms, D.E. et S.W. Squyres, The martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact, *Nature*, 309, 138–140, 1984.
- Willemann, R.J., Reorientation of planets with elastic lithosphere, *Icarus*, 60, 701–709, 1984.
- Willemann, R.J. et D.L. Turcotte, The Role of Lithospheric stress in the Support of the Tharsis Rise, *J. Geophys. Res.*, 87, 9793–9801, 1982.
- Williams, J.-P. et F. Nimmo, Thermal evolution of the Martian core : Implications for an early dynamo, *Geology*, 32(2), 97–100, 2004.
- Wilson, L. et J.W. Head III, Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes : Models and implications, 107(E8), 10.1029/2001JE001593, 2002.
- Yen, A. S., R. Gellert, C. Schröder, R. V. Morris, J. F. Bell, A. T. Knudson, B. C. Clark, D. W. Ming, J. A. Crisp, R. E. Arvidson, D. Blaney, J. Brückner, P. R. Christensen, D. J. Desmarais, P. A. de Souza, T. E. Economou, A. Ghosh, B. C. Hahn, K. E. Herkenhoff, L. A. Haskin, J. A. Hurowitz, B. L. Joliff, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, M. B. Madsen, S. M. McLennan, H. Y. McSween, L. Richter, R. Rieder, D. Rodionov, L. Soderblom, S. W. Squyres, N. J. Tosca, A. Wang, M. Wyatt et J. Zipfel, An integrated view of the chemistry and mineralogy of martian soils, *Nature*, 436, doi :10.1038/nature03637, 49–54, 2005.
- Yoder, C.F., A.S. Konopliv, D.N. Yuan, E.M. Standish et W.M. Folkner, Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide, *Science*, 300, 299–303, 2003.
- Yuan, D., W. L. Sjogren, A. S. Konopliv et A. B. Kucinskas, Gravity field of Mars : A 75th Degree and Order Model, *J. Geophys. Res.*, 106, 23377–23402, 2001.
- Zharkov, V.N. et T.V. Gudkova, Interior structure models, Fe/Si ratio and parameters of figure for Mars, *Phys. Earth Planet. Int.*, 117, 407–420, 2000.
- Zharkov, V.N., E.M. Koshlyakov et K.I. Marchenkov, The composition, structure, and gravitational field of Mars, *Sol. Syst. Res.*, 25, 387–411, 1992.

- Zhong, S., Effects of lithosphere on the long-wavelength gravity anomalies and their implications for the formation of the Tharsis rise on Mars., *J. Geophys. Res.*, *107*(E7), 10.1029/2001JE001589, 2002.
- Zhong, S. et M. T. Zuber, Long-wavelength topographic relaxation for self-gravitating planets and implications for the time-dependent compensation of surface topography, *J. Geophys. Res.*, *105*, 4153–4164, 2000.
- Zuber, M. et D. Smith, Mars without Tharsis, *J. Geophys. Res.*, *102*, 28673–28685, 1997.
- Zuber, M. T., The crust and mantle of Mars, *Nature*, *412*, 220–227, 2001.
- Zuber, M. T., S. C. Solomon, R. J. Phillips, D. E. Smith, G. L. Tyler, O. Aharonson, G. Balmino, W. B. Banerdt, J. W. Head, C. L. Johnson, F. G. Lemoine, P. J. McGovern, G. A. Neumann, D. D. Rowlands et S. Zhong, Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science*, *287*, 1788–1793, 2000.

ECOLE DOCTORALE

MÉCANIQUE, THERMIQUE ET GÉNIE CIVIL ED 0367

LISTE DES DIRECTEURS DE RECHERCHE

AMBIANCES ARCHITECTURALES ET URBAINES

Jean-François	AUGOYARD		DR CNRS	Ecole Architecture Grenoble	CRESSON Grenoble	UMR 1563
Odile	BALAY	HDR	MA	Ecole Architecture Grenoble	CRESSON Grenoble	UMR 1563
Michel	BERENGIER	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Exploitation Entretien Acoustique Routière	
Gérard	HEGRON		PR	Ecole Architecture Nantes	CERMA Nantes	UMR 1563
Pierre-Yves	NIZOU		PR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes		
Jean-Pierre	PENEAU		PR émérite	Ecole Architecture Nantes	CERMA Nantes	UMR 1563
Jean-Paul	THIBAUD		DR CNRS	Ecole Architecture Grenoble	CRESSON Grenoble	UMR 1563

DYNAMIQUE DES FLUIDES ET DES TRANSFERTS

Jacques	ASTOLFI	HDR	MC	Ecole Navale de Brest	IRENAV Brest	EA 3634
Jean-Yves	BILLARD		PR	Ecole Navale de Brest	IRENAV Brest	EA 3634
Alain	CLEMENT	HDR	IR	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Gérard	DELHOMMEAU	DE	IR	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Henda	DJERIDI	HDR	MC	Ecole Navale de Brest	IRENAV Brest	EA 3634
Jean-François	HETET		PR	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Dominique	MARICHAL		PR	Ecole Centrale de Nantes		
Patrice	MESTAYER		DR CNRS	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Jean	PIQUET		PR	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Jean-Michel	ROSANT	DE	CR CNRS	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Jean-François	SINI		PR	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598
Michel	VISONNEAU	HDR	CR CNRS	Ecole Centrale de Nantes	L. M. F.	UMR 6598

GENIE CIVIL

Alain	ALEXIS	HDR	MC	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Guy	BASTIAN		PR émérite	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Pierre	CHAMBON	HDR	MC	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Francis	DE LARRARD	HDR	Pr. Ag.	LCPC	Division Technologies du GC et de l'Environnement	
Jacques	GARNIER	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Reconnaissance et Mécanique des Sols	
Pierre-Yves	HICHER		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Agnès	JULLIEN	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Technologies du GC et de l'Environnement	
Abdelhafid	KHELIDJ		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Van Anh	LE		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Ahmed	LOUKILI	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Gilles	PIJAUDIER-CABOT		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Abdul-Hamid	SOUBRA		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Philippe	TAMAGNY	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Mécanique et Structure des Chaussées	
Pierre	THOMAS		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Christian	WIELGOSZ		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183

GEOSCIENCES

Odile	ABRAHAM	HDR	IDTPE	LCPC	Division Reconnaissance et Mécanique des Sols	
Véronique	CARRERE	HDR	MC	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Philippe	CÔTE	DE	DR LCPC	LCPC	Division Reconnaissance et Mécanique des Sols	
Hervé	DIOT		PR	Univ. La Rochelle	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Patrick	GENOT		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Jacques	GIRARDEAU		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Olivier	GRASSET		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Eric	HUMLER		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Richard	LAGABRIELLE	DE	DR LCPC	Directeur Technique - LCPC		
Bernard	LASNIER		PR émérite	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Patrick	LAUNEAU		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Daniel	MEGE	HDR	MC	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Eric	MERCIER		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Antoine	MOCQUET		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Martin	SANCHEZ	HDR	MC	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112
Christophe	SOTIN		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	Lab. Planét. et Géodyn.	UMR 6112

GENIE MECANIQUE

Fouad	BENNIS		PR	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Alain	BERNARD		PR	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Christian	BURTIN	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Patrice	CARTRAUD		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Patrick	CHEDMAIL		PR	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Chi Yuen	CHIEM		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Philippe	DEPINCE	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Benoît	FURET	HDR	MC	IUT Nantes - Univ. Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Laurent	GORNET	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Ronald	GUILLEN		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GeM	UMR 6183
Jean-Yves	HASCOËT		PR	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Bernard	LAMY		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Donatien	LE HOUËDEC		PR émérite	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Surandar	MARYA		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Nicolas	MOES		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Pascal	MOGNOL	HDR	MC	ENS CACHAN	IRCCyN	UMR 6597
Bernard	PESEUX		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Jean-François	PETIOT	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597
Arnaud	POITOU		PR	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Erwan	VERRON	HDR	MC	Ecole Centrale de Nantes	GeM	UMR 6183
Philippe	WENGER		DR CNRS	Ecole Centrale de Nantes	IRCCyN	UMR 6597

THERMIQUE, ÉNERGÉTIQUE ET GÉNIE DES PROCÉDÉS

Yves	ANDRES	HDR	MA	Ecole des Mines de Nantes	GEPEA	UMR 6144
Hervé	ANDRIEU	HDR	IDTPE	LCPC	Division Eau	
Marie	ANTON	HDR	MC	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Marc	ANTON		DR	INRA Nantes	Unité BIA	
Abdellah	ARHALIASS		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Jean-Pierre	BARDON		PR Emérite	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Lionel	BOILLEREAUX		PR	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Brahim	BOUROUGA		PR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Jacques	COMITI		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Didier	DELAUNAY		DR CNRS	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Arnaud	DELEBARRE		PR	Ecole des Mines de Nantes	GEPEA	UMR 6144
Guy	DELLA VALLE	HDR	IR	INRA Nantes	Unité BIA	
Anne	DESNUMAUX	HDR	MC	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144

Rémi	DETERRE		PR	IUT Nantes - Univ. Nantes	OPERP EE 0101	
Jean-Louis	DOUBLIER		DR	INRA Nantes	Unité BIA	
Louis	DOUBLIEZ		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Catherine	FAUR	HDR	MA	Ecole des Mines de Nantes	GEPEA	UMR 6144
Francine	FAYOLLE	HDR	MC	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Alain	FOUCAULT	HDR	IR CNRS	CRTT Saint-Nazaire	GEPEA	UMR 6144
Bertrand	GARNIER	HDR	CR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Jean-Luc	ILARI	HDR	PR	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Pascal	JAOUEN		PR	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Yvon	JARNY		PR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Abdeljalil	LAHMAR		PR	IUT La Roche/Yon - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Alain	LE BAIL	HDR	PR	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Pierre	LE CLOIREC		PR	Ecole des Mines de Nantes	GEPEA	UMR 6144
Olivier	LE CORRE	HDR	MA	Ecole des Mines de Nantes	Dept Syst. Energet. et Environnement	
Yves	LECOINTE		PR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Patrick	LEGENTILHOMME		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Jack	LEGRAND		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Michel	LEGRET	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Eau	
Denis	LOURDIN		CR	INRA Nantes	URPOI	
Agnès	MONTILLET	HDR	MC	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Ahmed	OULD EL MOCTAR	HDR	MC	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Hassan	PEERHOSSAINI		PR	Ecole Polytechnique - Univ. Nantes	Lab. Thermocinétique	UMR 6607
Denis	PONCELET		PR	ENITIAA Nantes	GEPEA	UMR 6144
Jérémy	PRUVOST	HDR	MC	Fac. Sc. et Techn - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Francis	QUEMENEUR		PR	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Véronique	RUBAN	HDR	DR LCPC	LCPC	Division Eau	
Jean-Pierre	SCHLUMPF	HDR	MC	IUT Saint-Nazaire - Univ. Nantes	GEPEA	UMR 6144
Camille	SOLLIEC	HDR	MA	Ecole des Mines de Nantes	GEPEA	UMR 6144
Mohan	TAZEROUT	HDR	MA	Ecole des Mines de Nantes	Dép. Syst. Energ & Environnement	

Les anomalies magnétiques révélées par la sonde MGS témoignent du début de l'histoire de la planète Mars. Dans ce travail les mesures magnétiques de MGS sont utilisées pour étudier l'évolution précoce de la croûte et du noyau de Mars. Une méthode inverse est développée pour calculer les paramètres de sources crustales dipolaires. Des tests avec des données synthétiques et l'étude d'un cas terrestre prouvent l'efficacité de notre approche. Les anomalies magnétiques de 3 régions de Mars sont ensuite étudiées. L'intense (1 à 140 A/m) et profonde (30 à 145 km) aimantation de la lithosphère martienne est mise en évidence. Un modèle de serpentinisation de la lithosphère précoce de Mars est proposé pour expliquer ces résultats. En outre, les paléopôles dérivés des directions d'aimantation sont concentrés dans l'hémisphère nord-ouest de Mars, autour du complexe volcanique Tharsis. Celui-ci a pu jouer un rôle dans la réorientation de la planète, provoquant le mouvement apparent de ces pôles.

Mots-clés : Mars, champ magnétique, aimantation lithosphérique rémanente, inversion, dipôles, serpentinisation, paléopôles, mouvement apparent du pôle

Interpretation of martian magnetic data : constraints on Mars' early evolution

Magnetic anomalies revealed by Mars Global Surveyor witnessed the early hstages of Mars' history. In this work MGS magnetic measurements are used to study the early evolution of Mars' crust and core. An inverse method is developed in order to derive the properties of dipolar crustal sources. Thanks to tests with synthetic data and a real terrestrial case, the robustness of our method is proved. Magnetic anomalies of 3 different areas of Mars are then studied. We show that the magnetization of the martian lithosphere is intense (1 to 140 A/m) and deep (30 to 145 km). To explain this magnetization, a serpentinization model is proposed and discussed. Finally, the paleopoles derived from dipole magnetization directions cluster in the north-western hemisphere of Mars, around the Tharsis volcanic complex. The latter is expected to have played a major role in the reorientation of the planet, which created the apparent polar wander.

Keywords : Mars, magnetic field, lithospheric remanent magnetization, inversion, dipoles, serpentinisation, paleopoles, apparent polar wander

Discipline : Mécanique, Thermique et Génie Civil (spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace)